



저작자표시-비영리-변경금지 2.0 대한민국

이용자는 아래의 조건을 따르는 경우에 한하여 자유롭게

- 이 저작물을 복제, 배포, 전송, 전시, 공연 및 방송할 수 있습니다.

다음과 같은 조건을 따라야 합니다:



저작자표시. 귀하는 원저작자를 표시하여야 합니다.



비영리. 귀하는 이 저작물을 영리 목적으로 이용할 수 없습니다.



변경금지. 귀하는 이 저작물을 개작, 변형 또는 가공할 수 없습니다.

- 귀하는, 이 저작물의 재이용이나 배포의 경우, 이 저작물에 적용된 이용허락조건을 명확하게 나타내어야 합니다.
- 저작권자로부터 별도의 허가를 받으면 이러한 조건들은 적용되지 않습니다.

저작권법에 따른 이용자의 권리는 위의 내용에 의하여 영향을 받지 않습니다.

이것은 [이용허락규약\(Legal Code\)](#)을 이해하기 쉽게 요약한 것입니다.

[Disclaimer](#)

농학석사 학위논문

소금 희석법을 이용한
산지하천의
평균유속 추정 모델식 개발

Formula for Calculating
Mean Velocity in Mountain Streams
Using the Salt-dilution Method

2018년 2월

서울대학교 대학원
산림과학부 산림환경학 전공
양 현 제

소금 희석법을 이용한
산지하천의
평균 유속 추정 모델식 개발

Formula for Calculating
Mean Velocity in Mountain Streams
Using the Salt-dilution Method

지도교수 임 상 준

이 논문을 농학석사 학위논문으로 제출함
2018년 2월

서울대학교 대학원
산림과학부 산림환경학 전공
양 현 제

양현제의 농학석사 학위논문을 인준함
2018년 2월

위 원 장 _____ (인)

부위원장 _____ (인)

위 원 _____ (인)

초 록

산지하천의 평균유속을 정확하게 추정하는 것은 하천의 수리적 흐름을 지배하는 요소로 토사의 이동 및 퇴적을 결정하는 임계 소류력을 결정하는 데 사용되며 사방댐 등의 사방구조물 설계를 위해서도 필수적이다. 하지만 아직 이에 관한 연구가 부족하며, 우리나라에서는 아직 진행되지 않아 평균유속의 추정이 어려운 실정이다. 아직까지 정확한 평균유속 추정을 위한 이론이 확립되지 않은 상태이며, 현재 수심 기반 유속추정 또는 유량 기반 유속추정법이 유력한 이론으로 제기되고 있다. 따라서 최근에는 이들의 관계를 분석하는 연구들이 많이 이뤄지고 있다. 즉, 이 논문에서는 복잡한 산지 하천의 평균유속과 유량, 수심 그리고 하상형태와의 관계를 통해 평균유속을 추정할 수 있는 모델식을 개발해 볼 것이다. 유량과 수심, 하상형태와 평균유속과의 관계를 분석하기 위해 서로 다른 하천 구간 8개소에서 총 87번의 유량과 평균유속을 측정 하였다. 유량과 평균유속의 측정을 위해서는 소금 희석법(salt-dilution method)을 사용하였으며, 평균유속은 도달 시간의 조화 평균값으로부터 계산하였다. 평균유속의 추정에는 수심 기반의 유속추정법 보다는 유량 기반의 유속추정법이 더 적절하였으며, 이때 유량과 유속과의 관계는 무차원 접근법(non-dimensional approach)을 사용하여 무차원화 된 유량과 유속을 선형 회귀분석으로 분석하였다. 하천지형의 형상을 대표하는 변수인 거칠기 높이(roughness height)로는 특정 돌의 크기보다는 하천 종단면 형상을 대표하는 σ_{pro} 와 IPR_{90} 을 사용하였을 때 하천 간 유량과 평균유속의 관계를 더욱 잘 설명하였으며, 이는 최종적으로 전체 평균유속의 78%를 설명하였다. 추후, 더 다양한 조건에서의 조사가 이뤄진다면 우리나라 일

반적인 산지 하천의 평균유속 추정이 가능할 것이다.

주요어 : 산지하천, 유속추정, 평균유속, 유량, 소금 회석법, 무차원
접근법

학번 : 2016-21459

목 차

제 1 장 서 론	1
제 1 절 연구의 배경	1
제 2 장 연 구 사	6
제 1 절 수심 기반의 평균유속 추정식	6
제 2 절 흐름 저항 계수의 추정	8
제 3 절 평균 유속의 추정	11
제 3 장 재료 및 방법	14
제 1 절 연구 대상지 선정	14
제 2 절 물리적 특성인자 조사	21
제 3 절 소금 희석법	24
제 4 장 결과 및 고찰	28
제 1 절 산지하천의 유량-유속 관계	30
제 2 절 수심기반의 평균유속 추정	32
제 3 절 유량기반의 평균유속 추정	36
제 4 절 선행 유속 추정 방정식과의 비교	43
제 5 장 결 론	49
참고 문헌	50

표 목차

[Table 1] Characteristics of study reach.	17
[Table 2] Reach geometry and roughness measure in the 8 reaches of SNU, BU, TH.	18
[Table 3] Dimensionless hydraulic geometry regression coefficient ($v^{**} = cq^{**m}$) by using different roughness height for each study reach.	40

그림 목차

[Figure 1] Study area in middle to high flow in summer.	19
[Figure 2] Study area in low flow in autumn.	20
[Figure 3] Surface grain-size distributions in 8 reaches.	22
[Figure 4] Longitudinal profile of the reaches.	23
[Figure 5] Peak travel time, Harmonic travel time and Centroid travel time in concentration-time curve.	25
[Figure 6] Harmonic velocity versus peak velocity and harmonic velocity versus centroid velocity.	29
[Figure 7] Relation between velocity and discharge in 8 study reach.	31
[Figure 8] Relative submergence versus Darcy-Weisbach friction factor using D_{50} as roughness height.	34
[Figure 9] Relative submergence versus Darcy-Weisbach friction factor using D_{84} as roughness height.	34
[Figure 10] Relative submergence versus Darcy-Weisbach friction factor using σ_{pro} as roughness height.	35
[Figure 11] Relative submergence versus Darcy-Weisbach friction factor using IPR_{90} as roughness height.	35
[Figure 12] Dimensionless hydraulic geometry relation by using D_{50} as roughness height.	41
[Figure 13] Dimensionless hydraulic geometry relation by using D_{84} as roughness height.	41

[Figure 14] Dimensionless hydraulic geometry relation by using σ_{pro} as roughness height.	42
[Figure 15] Dimensionless hydraulic geometry relation by using IPR_{90} as roughness height.	42
[Figure 16] Observed versus predicted velocity.	46
[Figure 17] Observed versus predicted velocity with Yochum et al. (2012) equation.	47
[Figure 18] Comparison of 4 roughness heights within 8 reaches.	48

Symbols

- A : 횡단면 너비 (cross-section area, m^2)
- C : Chezy 흐름 저항 계수 (Chezy coefficient)
- C_0 : 하천의 기본 전기전도도 (base stream conductivity, $\mu\text{S cm}^{-1}$)
- C_t : t 시간 이후의 전기전도도 (measured conductivity after time step t , $\mu\text{S cm}^{-1}$)
- D_{50} : 하상 재료 크기의 50 번째 백분위수 (50th percentile of the bed-material size, m)
- D_{84} : 하상 재료 크기의 84 번째 백분위수 (84th percentile of the bed-material size, m)
- D_{90} : 하상 재료 크기의 90 번째 백분위수 (90th percentile of the bed-material size, m)
- d : 평균수심 (mean depth, m)
- d/k : 상대적 침수도 (relative submergence)
- f : Darcy-Weisbach 마찰 계수 (Darcy-Weisbach friction factor)
- g : 중력 가속도 (gravity, 9.81 m s^{-2})
- H_{step} : step-pool 높이 (step-pool height, m)
- IPR_{90} : 기울기를 제거한 하상 높이의 90% 백분위수 범위 (90% inter percentile range of de-trended stream bed elevation, m)
- K : 조정 계수 (calibration factor, $\text{g L}^{-1}/\mu\text{S cm}^{-1}$)
- k : 거칠기 높이 (roughness height, m)
- L_{step} : step-pool 길이 (step-pool length, m)
- n : manning 계수 (Manning coefficient)

P_w : 윤변 (wetted perimeter, m)
 Q : 유량 (discharge, $\text{m}^3 \text{ s}^{-1}$)
 q : 단위유량 (unit-discharge, $\text{m}^2 \text{ s}^{-1}$)
 q^* : 무차원 단위유량 (dimensionless unit-discharge, $q/\sqrt{gk^3}$)
 q^{**} : 무차원 단위유량 (dimensionless unit-discharge, $q/\sqrt{gk^3S}$)
 R : 수리반경 (hydraulic radius)
 S : 하천 경사 (mean slope, m m^{-1})
 s : 투하한 소금양 (amount of salt injected in stream, g)
 T_C : 측정된 전기전도도의 중심값 시간 (centroid time of conductivity-time curve, t)
 T_{HM} : 측정된 전기전도도의 조화평균 시간 (harmonic mean time of conductivity-time curve, t)
 T_P : 측정된 전기전도도의 최빈값 시간 (mode time of conductivity-time curve, t)
 v : 평균유속 (mean velocity, m s^{-1})
 v^* : 무차원 유속 (dimensionless velocity, v/\sqrt{gk})
 v^{**} : 무차원 유속 (dimensionless velocity, v/\sqrt{gkS})
 w : 하천 평균폭 (stream mean width, m)
 κ : Von karman 상수 (Von karman constant)
 σ_{pro} : 기울기를 제거한 하상 높이의 표준편차 (standard deviation of de-trended stream bed elevation, m)

제 1장 서 론

제 1절 연구의 배경

산지하천의 흐름유속은 하천의 수리적 흐름을 지배하는 요소로, 하류로 이송되는 오염물질을 추적하거나 (Rossman, 1990), 토사의 이동 및 퇴적을 결정하는 임계 소류력(critical tractive force)을 결정하는 데 중요하다. 산림공학적 측면에서는 산사태로 인한 토석류 및 유목의 피해를 막기 위한 사방구조물의 설계를 위해서도 필요하다 (Eu et al., 2017; Ferguson, 2007; Schneider et al., 2015). 하도경사가 상대적으로 완만하고 에너지 흐름손실이 적은 중·대형 하천의 유속을 결정하기 위한 연구는 많이 진행되어 왔으나, 산지하천에 대해서는 상대적으로 제한적으로 연구되어 왔다 (Yochum et al., 2012). 경사가 급한 산지하천은 유속의 변화가 심하고, 국지적으로 하도형상 및 하상재료가 불규칙적으로 변화하는 특성을 가지고 있기 때문이다 (Aberle and Smart, 2003). 특히, 하도경사가 급한 산지하천에서는 국부적 난류흐름이 지배적이고, 하도구간 내의 거석(boulder)이나 유목(large woody debris)으로 인한 사류(supercritical flow)와 상류(subcritical flow) 흐름이 교차로 나타나고 이로 인한 에너지 손실이 급격하게 발생하여 수리적 흐름특성을 정확하게 파악하기 어려워 (Ferguson, 2007; Lenzi et al., 2003, 2004) 현재는 산지하천의 평균유속 추정마저 어려운 실정이다.

하천의 유속은 수심 기반의 간접적인 추정방법을 많이 사용해 왔다. Chezy 공식, Manning 공식과 Darcy-Weisbach 공식 등이 여기에 속한다 (Bjerklie, et al., 2005). 과거에는 수심 기반의 유속추정식이 주를 이뤘고, 이에 관한 연구가 현재까지 이어지고 있지만 형상의 변화가 불규

칙적이고 수심이 국부적으로 변하는 산지하천에서는 수심을 정확하게 측정하는 것이 어려워 많은 선행 연구에서 수심기반의 유속추정을 실패하기도 하였다. 이후 유량은 수심과 달리 복잡한 형상에도 구간 내 일정한 값을 가지며 무인 데이터 로거의 발전으로 인해 상대적으로 많은 시계열 데이터 값을 가지고 있기 때문에 유량 값을 활용한 평균유속 추정방법들이 개발되고 있다 (Ferguson, 2010; Zimmermann, 2010). 최근에는 하도경사, 하천폭, 하상재료의 거칠기 높이(roughness height)를 이용하여 유량과 유속의 관계를 해석하는 연구가 이루어지고 있다 (Schneider et al., 2015; Yochum et al., 2010). 또한, 물리적 인자 간의 특성치를 쉽게 분석하기 위해 물리적 변수를 무차원화시켜 상호 연관성을 직접 비교하기도 하였다 (Nitsche et al., 2012; Rickenmann and Recking, 2011; Schneider et al., 2015; Yochum et al., 2012).

거칠기 높이는 저항을 대표하는 요소로써 유량과 유속과의 관계를 설명하는 가장 중요한 변수이며, 이를 측정하기 위한 다양한 방법들이 사용되고 있다. 거칠기 높이를 측정하기 위해 크게 돌의 크기를 기준으로 측정하거나 (Curran and Wohl, 2003; Lee and Ferguson, 2002; MacFarlane and Wohl, 2003; Smart et al., 2002), 하상의 종단면 형상을 기준으로 측정하였다 (Aberle and Smart, 2003; Yochum, 2010; Yochum et al., 2012). 이때 거칠기 높이를 결정하는 요소를 판단하기 위해서는 유속과 밀접한 연관이 있는 저항력에 관해 알아볼 필요가 있다. 산지하천의 유속을 결정짓는 저항력은 크게 3가지로 나눌 수 있다 (Leopold, 1960). 첫 번째로 마찰 저항력(skin resistance)이다. 이는 하천 바닥에 존재하는 돌들로 인해 발생하는 표면 마찰과 크게 관련이 있다. 두 번째로 형상 저항력(form resistance)이다. 이는 압력 저항과 관련되며, 국지적인 지형 변화로 인한 소용돌이나 하천 형상의 굴곡이 원인으로 발생된

다. 마지막으로 흐름변화 저항(spill resistance)가 있다. 이는 계단식 모양의 step-pool 지형에서 주로 발생하는데 (MacFarlane and Wohl, 2003), 하도 형상에 의해 국지적으로 속도가 빨라진 물이 속도가 비교적 느린 웅동이와 같은 곳과 만나게 되면서 발생한다. 이때 흐름은 상류(supercritical flow)에서 하류(subcritical flow)로 변화하게 되고, 물의 속도는 감소하게 된다. 즉 마찰 저항은 하천 바닥의 재료에 의한 저항이며, 나머지 형상저항과 흐름변화 저항의 경우 하천의 국지적 지형변화가 저항의 원인이 된다. 한강과 같은 하도 형상의 변화가 거의 없고, 경사가 낮으며 수심이 깊은 중, 대형하천은 마찰 저항이 전체 흐름 저항력의 대부분을 차지하게 된다. 하지만 대부분의 산지하천은 경사가 가파르며 국지적인 하도 형상의 변화가 많이 발생하고, 수심이 얕은 특징을 가지고 있다. 이 경우 표면 마찰에 의한 에너지 손실은 작아지게 되며 하천 형상에 영향을 받는 형상 저항과 흐름변화 저항이 저항력의 대부분을 차지하게 된다 (Wilcox and Wohl, 2006). 즉 형상의 변화가 복잡한 하천은 돌의 크기보다 하천 형상에 초점을 맞출 필요가 있다. 하지만 거칠기 높이는 하천의 지형적, 수리적 특성에 따라 경험적으로 서로 다른 변수가 이용되고 추정방법도 다르기 때문에, 정확한 유속 결정을 위해서는 우리나라 산지하천의 특성에 적합한 추정방법을 개발하여 적용하는 것이 필요하다.

하천의 유속추정식을 모델링하기 위해서는 유량과 평균유속을 현장계측 하여야 한다. 이 연구에서는 유량과 평균 유속을 측정하기 위해 복잡한 산지하천에서 널리 적용되고 있는 추적자(tracer)를 이용하는 방법을 사용하였다 (Merz and Doppmann, 2006). 일반적으로 유속계(current-meter)를 이용하여 점(point) 유속을 측정한 후에 흐름단면적으로부터 유량을 계산하는 방법 또는 웨어(weir)나 플룸(flume)을 이용하

는 방법 등이 널리 이용되고 있다. 그러나 홍수시의 매우 빠른 유속이나 반대로 매우 느린 유속에는 유속계로부터 구한 유속의 정확성이 낮아져 적용하기 어려우며 (Yang et al., 2016), 웨어나 플룸 등은 특정지점의 정확한 유량 측정에는 적합하지만, 설치 및 운영비용이 많이 들기 때문에 제한적인 범위에서만 사용되고 있다. 부표(float)를 이용하여 일정거리를 부표가 이동한 시간으로부터 유속을 추정하는 방법도 있지만 표면 유속만 측정하며 와류의 영향으로 부표가 정체되거나 흐름 방향이 유속과 일치하지 않는 경우에는 정확성이 떨어진다. 최근에는 전자파표면 유속계와 음향도플러 유속계(Acoustic Doppler Current Profiler)를 이용하여 표면 유속을 측정해 횡단면의 평균 유속을 추정한 사례도 있으나 (Kim et al., 2014), 유속 변화가 많은 산지하천의 평균유속 산정에 적용하기에는 어려움이 따른다. 추적자를 이용한 방법(tracer-dilution method)은 조사자가 직접 접근하기 어려운 환경에서도 유량, 유속 측정이 가능하며, 지형이나 유량에 관계없이 적용할 수 있는 장점이 있다. 그리고 데이터 분석이 비교적 간단하며, 흐름의 난류 성분이 크게 나타나는 산지계류에 적합하다고 알려져 있다 (Merz and Doppmann, 2006).

추적자로는 주로 로다민(rhodamine)과 플루오세세인 나트륨 (fluorescein sodium) 등의 형광물질 또는 소금이 사용된다. 형광물질은 시간이 지나도 물 속에서 오랫동안 유지되기 때문에 긴 하천구간의 유량 측정에 적합하다. 그러나 햇빛 반사에 의해 형광물질의 광도가 정확하게 측정되지 않을 수 있으며, 일부 물질은 유전적 변이를 일으킬 수 있는 독성물질을 내포하고 있으므로 형광물질의 사용에 제한을 받는 경우가 많다(Yochum, 2010). 또한, 형광물질과 이를 측정하는 장비가 고가이기 때문에 일반적으로 광범위하게 사용하기는 어렵다. 소금은 가격이 저렴하고 주변에서 쉽게 구입할 수 있으며, 과도한 양을 투하하지 않는 이상

소금이 수생태계에 미치는 영향은 매우 적다(Moore, 2004). 이 연구에서 사용한 소금의 최대농도는 200 mg L^{-1} 로 미국 환경보호청(United States Environmental Protection Agency)의 하천에서 사용가능한 최소기준 400 mg L^{-1} 보다 적은 양을 사용하였다.

우리나라는 현재까지 대부분 평균 유속 추정을 위해서 유속계를 사용하여 점 유속을 측정하거나 부표를 띄워 일정거리를 이동한 시간을 이용하여 표면 유속을 측정하는 방법을 사용하고 있다. 또는 전자파표면유속계와 음향도플러유속계(Acoustic Doppler Current Profiler)를 사용하여 표면 유속을 통해 횡단면의 평균유속을 추정하려는 시도도 있었다(김동수 et al., 2014). 하지만 다양한 지형에서 변화하는 산지하천의 평균유속을 추정하려는 시도는 아직까지 없었다. 국토의 63%가 산지로 덮여있기 때문에 산지 하천 흐름에 대한 기본 자료가 필수적이며 이를 위해서는 우리나라 산지 지형에 알맞은 유속 추정식이 필요하다.

따라서, 본 연구의 목적은 소금 희석법을 사용하여 8개소의 서로 다른 산지하천의 유량과 평균유속을 측정하고, 지형 특성변수를 이용하여 수심, 유량과 평균유속의 관계를 분석하여 최종적으로 유량으로부터 평균유속을 산정할 수 있는 모델식을 개발하는 데 있다. 또한 이는 외국과 우리나라의 지형특성을 비교하여 선행 모델식과의 차이점을 고찰하여, 산지하천의 형태적 특성을 고려하지 못한 이전의 모델식 보다 더 정확히 산지하천의 평균유속을 추정할 수 있을 것으로 기대된다. 본 연구의 결과는 산림 시업시 사용되는 여러 인자를 계산하는데 기본 자료로 활용이 가능할 것이다.

제 2장 연 구 사

제 1절 수심 기반의 평균유속 추정식

하천의 평균 유속 추정을 위해서 현재까지도 가장 많이 사용되고 있는 수심 기반의 평균유속 추정식은 세 가지가 있다. 1775년 프랑스의 수학자 Antoine de Chezy는 정상류이며 난류 상태인 개수로 흐름의 평균 유속을 경사와 수심으로 근사되는 수리반경 그리고 Chezy 흐름 저항계수와 관계로 나타내었다 식 (1).

$$v = C\sqrt{RS} \quad (1)$$

여기서 R 은 수리반경 (m)으로써 다음과 같이 표현된다.

$$R = \frac{A}{P_w} \quad (2)$$

그리고 V는 평균 유속 (m s^{-1}), C는 Chezy 계수, S는 하천의 경사 (m m^{-1}), A는 개수로의 단면 (m^2)이며 P_w 는 윤편으로 수로의 횡단면에서 물과 접하는 주변부의 길이 (m)이다. 산지 하천의 경우 수리반경은 수심으로 주로 근사된다.

이후 파이프의 수두 손실량을 예측하기 위한 Prony 방정식을 프랑스의 Henry Darcy가 변환하고, 독일의 Julius Weisbach가 이 식을 다시 보완하여 1845년 Darcy-Weisbach 방정식이 제시되었다. 이 방정식의 흐름 저항 계수인 Darcy-Weisbach 마찰계수는 Chezy의 식에 중력항이 추가 되었으며 식 (3)과 같다.

$$v = \sqrt{\frac{8gRS}{f}} \quad (3)$$

여기서 g는 중력 가속도 (m s^{-2})를 뜻한다. 현재 일반적으로 가장 널리 알려져 있는 Manning 공식은 Darcy-Weisbach 방정식이 제시된 이

후 1890년 아일랜드의 Robert Manning가 개수로의 유속을 수리반경과 경사와의 관계로 표현하였다.

$$V = \frac{1}{n} R^{2/3} S^{1/2} \quad (4)$$

이때 n 은 Manning 계수이며, 이 값은 하도의 거칠기에 따라 값이 정해져 유속을 추정하도록 만들어졌으며 현재까지 다양한 조건에서의 많은 계수 값이 제시되어왔다. 또한 위에 언급된 세 개의 흐름 저항 계수 C , f , n 은 또한 다음과 같은 관계를 가진다.

$$C = \sqrt{\frac{8g}{f}} = \frac{R^{1/6}}{n} \quad (5)$$

이때 Chezy 계수와 Manning 계수는 차원을 가지고 있는 계수이다. Chezy 계수의 경우 $[L^{0.5} S^{-1}]$ 의 차원을 가지며, Manning 계수의 경우 $[L^{-1/3} S]$ 의 차원을 가지고 있다. 저항 계수가 차원을 가지는 경우 양변의 차원을 항상 일치 시켜주어야 하는 제한을 받기 때문에 흐름을 예측하는데 사용되는 계수로 적절하지 않으며, 반대로 흐름 저항 계수으로써 무차원화 된 값은 흐름의 특성을 예측하는데 사용되는 변수로써 적절하므로 (Hey, 1979) 많은 학자들이 흐름 저항 계수를 추정하는데 Darcy-Weisbach 마찰 계수를 사용하였다 (Bathurst, 1978; Ferguson, 2007; Keulegan, 1938; Parker, 1991; Rickenmann, 2016; Schneider et al., 2015; Wong and Parker, 2006; Yochum, 2010; Yochum et al., 2012; Zimmermann, 2010).

제 2절 흐름 저항 계수의 추정

수심값을 기반으로 평균유속을 추정하기 위해서는 흐름 저항 계수값을 알아야 하며, 이를 위해 현재까지 Manning 계수 (n)과 Darcy-Weisbach 마찰 계수 (f)를 추정하기 위한 노력이 계속되고 있다. 1923년 Strickler는 Manning 공식의 흐름 저항 대부분이 마찰 저항에서 설명됨을 기반으로 개수로 바닥의 돌 크기를 이용하여 Manning 계수를 설명하였으며 (Hager, 1998), 이후 이 식은 Manning-Strickler 공식으로 명명되었다.

$$n = \frac{D_{50}^{1/6}}{21.1} = 0.047 D_{50}^{1/6} \quad (6)$$

여기서 D_{50} 는 돌 크기의 50번째 백분위 수인 중앙값 (m)을 뜻하며 위의 식으로부터 Manning 계수는 돌 크기의 1/6승에 비례함을 알 수 있다. 이후 Meyer-Peter와 Myller (1948)에 의해 $n = 0.038 D_{90}^{1/6}$ 로 변수가 재 조정되기도 하였다.

Manning 계수는 차원이 존재하는 저항 계수이기 때문에 개수로의 흐름을 예측하는데 적절하지 않으며, 최근에는 Manning 계수가 유량이 증가함에 따라서 값이 고정되지 않고 감소하는 경향을 보여 흐름 저항의 계수로써 적절하지 않다는 주장 역시 제기되고 있어서 (Ferguson, 2010) 차원을 가지지 않은 계수인 Darcy-Weisbach 마찰 계수를 흐름 추정에 이용해 보려는 시도가 있었다. Keulegan (1938)은 난류의 연직 유속 분포가 거리의 로그에 비례한다는 벽 법칙(law of the wall)을 적용하여 마찰계수의 추정식을 제시 하였다. 이는 $\sqrt{8/f}$ 와 수리반경 R 의 로그 값이 관계(logarithmic relation)가 있다고 밝혔으며 이의 일반적인 형태를 Keulegan-type 공식 이라고 한다.

$$\sqrt{\frac{8}{f}} = \frac{1}{\kappa} \log \frac{R}{k} + B_r \quad (7)$$

κ 는 Von karman 상수이며 k 는 거칠기 높이(roughness height, m)로써 keulegan (1938)은 돌의 크기를 사용하여 설명하였다. 위의 식에 사용되는 Von karman 상수는 경험 상수이며, Keulegan (1938)은 $\kappa=0.1737$ 로, 이후에 더 많은 시행을 반복하여서 $\kappa=0.18$ 로 이전의 값과 비슷하게 경험 상수를 도출해 내기도 하였다 (Bayazit, 1983; Ditttrich and Koll, 1997). B_r 역시 경험 상수이며, 이는 하도의 형태에 따라서 값이 달라지거나 (Hey, 1979; Keulegan, 1938) 수리반경을 거칠기 높이로 나뉜 상대적 침수도 (relative submergence, R/k)에 따라 변화한다 (Kironoto et al., 1994). Keulegan-type 공식을 사용하여 Maxwell and Papanicolaou (2001)는 인공 수로 실험을 통해 상대적 침수도에 하천 경사를 곱한 값을 사용하여 3%-7%의 경사 조건에서 다음과 같은 식을 제안하였다.

$$\sqrt{\frac{8}{f}} = -3.73 \log\left(\frac{H_{step} D_{84}}{L_{step} R}\right) - 0.80 \quad (8)$$

여기서 H_{step} 은 step-pool 지형에서 step의 높이를 뜻하며, L_{step} 은 step의 길이를, D_{84} 는 돌 크기의 84번째 백분위 수를 의미한다.

이때 식 (6)과 식 (5)를 연립하면 지수가 1/6인 멱 법칙을 따르는 식이 도출이 된다. 이를 기반으로 Bathurst (1978)는 Darcy-Weisbach 마찰 계수와 상대적 침수도가 로그의 관계(logarithmic relation)가 아닌 지수적 관계(power relation)가 있다고 하였으며 특히 수위가 높은 경우는 완전한 멱법칙의 관계가 있다고 주장하였다. 이에 관한 일반식은 다음과 같다.

$$\sqrt{\frac{8}{f}} = a \left(\frac{R}{k}\right)^b \quad (9)$$

Parker (1991)의 경우 각각의 경험상수를 $a=7.3$, $b=1/6$ 으로 제시하였다. 이후 Bathurst (2002)는 $S<0.8\%$ 에서는 $a=3.84$, $b=0.55$, $S>0.8\%$ 에서는

$a=3.10$, $b=0.93$ 의 경험상수를 제안하였다. Wong and Parker (2006)는 Manning-Strickler 공식은 하천의 형상을 설명하지 못한다고 주장하며 거칠기 높이값으로 돌 크기의 90번째 백분위수 (D_{90})을 사용하여 경험상수 $a=7.20$, $b=1/6$ 을 제안하였으며, 거칠기 높이를 다르게 선택한 것 말고는 parker (1991)과 비슷한 결과를 도출 하였다. 이후 Ferguson (2007)은 수심이 깊어짐에 따라서 b 의 값이 1에서 1/6까지 감소한다고 밝혀 내었다. 또한 상대적 침수도로만 저항력을 추정 한 위의 식들과 달리 단위 유량과 경사, 그리고 step-pool의 기울기 등을 변수로 사용하여 마찰 계수를 설명하려고 한 시도도 있었다 (Comiti et al., 2007).

즉 현재까지 연구들은 Darcy-Weisbach 마찰 계수를 설명하기 위해서 $\sqrt{8/f}$ 와 상대적 침수도를 비교하였으며 크게 로그 관계(logarithmic relation)과 멱함수의 관계(power relation)를 가진다.

제 3절 평균 유속의 추정

저항 계수를 추정하려는 시도는 결국 산지하천의 평균유속을 추정하기 위한 과정이기 때문에 (Yochum, 2010), 흐름 저항을 통해 평균유속을 추정하려는 이전의 여러 경험식과 달리 유속을 직접적으로 추정하려는 시도 역시 있었다. 최근에 평균 유속의 추정에는 수심 기반의 추정보다는 유량 값을 기반으로 하는 것이 더 정확하다는 연구 결과가 있어서 (Ferguson, 2010; Zimmermann, 2010) 유량과 유속을 비교하려는 시도가 늘고 있다.

평균유속과 유량과의 관계를 나타내기 위해서는 주로 멱법칙(power relation)이 사용되며 (Aberle and Smart, 2003)일반식은 다음과 같다.

$$v = cQ^m \quad (10)$$

Bathurst (1993)는 하도의 형태에 따라서 하상 재료가 모래인 수로의 경우 $m < 0.40$, 자갈이나 돌로 이뤄진 수로의 경우 $0.45 < m < 0.55$, 가파른 지형의 step-pool 지형이나 pool-riffle의 형상이 반복되는 수로의 경우 $m > 0.55$ 처럼 유량의 증가에 따른 유속의 증가량 (m)이 변화한다고 설명하였다. Kellerhals (1973)은 실측 데이터를 통해서 $0.40 < m < 0.71$ 의 범위를 제시하였으며 이후 유량이 증가하면 Fr수가 감소하지 않는다는 생각을 기반으로 연속 방정식에 Fr수의 정의를 대입한 식을 미분하여 횡단면의 형태에 따라 m 값의 범위를 지정한 사례 또한 있었다 (Aberle and Smart, 2003). 하지만 식 (10)의 경우 단일 구간 하천에서의 유량과 평균 유속과의 관계를 잘 보여주지만, 서로 다른 형태의 하천에서 같은 유량일 때 다른 유속을 가지는 것을 설명하지 못한다.

하천의 형상의 요소를 반영하기 위해서 유량 외에 중력, 경사, 거칠기 높이를 추가하여 평균유속을 추정한 경우도 있었다.

$$v = c_1 g^{m_1} S^{m_2} Q^{m_3} k^{m_3} \quad (11)$$

여기서 c_1 는 경험상수, g 는 중력 가속도인 9.81 m s^{-2} 이며, 식 (11)의 좌변과 우변의 차원이 같기 위해서는 $m_1 = (1-m)/2$, $m_3 = (1-5m)/2$ 의 조건을 만족 시켜야 한다. Rickenmann (1990)는 토석류 흐름의 평균 유속을 산정하기 위해 무차원화 시킨 변수들의 회귀분석을 통해 최종적으로 위와 같은 식을 제시하였으며, Aberle and Smart (2003)는 인공 수로 실험을 통해 거칠기 높이를 종단면 잔차의 표준 편차로 제시하며, 각각의 매개변수를 $c_1=0.96$, $m=0.6$, $m_2=0.2$ 로 구했다.

식 (11)의 경우 양변의 차원을 일치 시켜야 하는 단점이 있었기 때문에 유속과 유량값을 중력값과 거칠기 높이를 이용하여 무차원화 시킨 후 ($v^* = v / \sqrt{gk}$, $q^* = (Q/w) / \sqrt{gk^3}$) 이의 관계식을 통해 유속 추정식을 도출하기도 하였다 (Comiti et al., 2007; Ferguson, 2007; Rickenmann, 1990). 이후 경사가 서로 다른 다양한 자료를 동시에 고려하기 위해서 무차원항에 경사 항을 추가함으로써 식 (12-14)와 같은 관계식을 제시하였으며 이와 같은 접근법을 무차원 접근법이라고 한다 (Rickenmann and Recking, 2011).

$$v^{**} = c_2 q^{**m} \quad (12)$$

여기서 c_2 는 경험상수이며, 무차원항인 v^{**} 와 q^{**} 는 다음과 같다.

$$v^{**} = \frac{v}{\sqrt{gkS}} \quad (13)$$

$$q^{**} = \frac{Q/w}{\sqrt{gk^3S}} \quad (14)$$

여기서 w 는 하도의 평균 폭을 의미한다. 즉 식 (12)는 단일 구간 하천에서 유량에 따른 속도의 변화를 보여주는 동시에 서로 다른 지형의 형태를 대표하는 거칠기 높이까지 포함함으로써 다양한 다호 형태에서 수

집된 유량과 평균유속과의 관계를 추정할 수 있게 되었다. 또한 과거의 전통적인 수심 기반의 유속 추정 방식에 비해 무차원 접근법이 더욱더 좋은 방법으로 밝혀지면서 (Ferguson, 2007; Nitsche et al., 2012; Rickenmann and Recking, 2011; Schneider et al., 2015; Yochum et al., 2012)이 방법을 통한 유속 추정식이 최근에 많이 제시되고 있다.

현재까지 무차원화 시키는 과정에서 나누어 주는 거칠기 높이 (k)값으로 여러 측정방법들이 제시되어 왔다. Ferguson (2007)는 돌 크기의 84번째 백분위 수인 D_{84} 를 사용하였으며, 인공 수로 실험을 통해 돌의 크기보다 기울기를 제거한 종단면 고도값의 표준편차 σ_{pro} 를 사용하는 것이 더욱 적절 (Aberle and Smart, 2003)하다는 주장도 있었으며, Comiti et al. (2007)는 이탈리아 Rio Cordon의 현장 자료를 기반으로 회귀분석을 통해 D_{50} , D_{84} , σ_{pro} 가 거칠기 높이로 사용된 식들의 평균 제곱근 오차 (Root Mean Square Error, RMSE)를 비교하여 가장 적절한 인자로 D_{84} 를 사용하였다. 또한 Rickenmann (1990)의 경우 거석이 많이 존재하는 하사앵서의 데이터를 기반으로 D_{90} 를 사용하였다. 이후 스위스의 Schneider et al. (2015)는 기울기를 제거한 종단면 고도값의 90% 백분위 간 범위(Interpercentile range)값인 IPR_{90} 과 중간 분산도(semivariogram)의 sill 값, D_{84} 과 σ_{pro} 를 비교하여 IPR_{90} 과 D_{84} , 그리고 sill값과 σ_{pro} 값이 각각 연관이 있으며 모두 설명력이 높아 어떤 인자를 선택하는지는 유속 추정식의 정확도에 영향을 거의 미치지 않는다고 주장하였다.

제 3장 재료 및 방법

제 1절 연구 대상지 선정

산지하천의 평균 유속을 추정하기 위하여 서울대학교에 있는 우회수로 2개소, 서울대학교 태화산학술림 내 5개소, 서울대학교 남부학술림 (백운산) 내 산지하천 1개소 등 총 8개소의 산지하천을 선정하였으며(Table 1), 각 계류의 여름철 고수위 상태와 가을철 저수위 상태의 모습은 다음과 같다(Figure 1, Figure 2). 총 8개소의 연구 대상지 중 6개소의 수로 유형은 계단식의 step-pool 이며, 서울대 1개소는 자갈이 존재하는 riffle 이며, 백운산 지형은 계단식 모양이 더욱더 조밀하게 분포하는 cascade 수로 유형을 가진다. 경사는 4-26%, 하천 구간은 16.6 m-59.7 m 의 범위를 가진다. 동절기의 눈이 녹에 많은 유량을 형성하는 외국의 경우와 달리 한국의 산지 하천은 하절기에 집중되는 강우에 의해 대부분의 유출이 일어나기 때문에 대부분 하절기에 유량과 유속 데이터를 수집하였다.

연구대상지는 조사구간에 걸쳐 횡유입이나 유출이 발생하지 않아 유량이 변동되지 않으며, 분지 혹은 합류되지 않는 단일하천으로 이루어진 구간을 선정하였다. 조사구간에 규모가 큰 소(pool)가 위치하여 흐름이 정체되는 구간은 제외하였다. 추적자로 사용한 소금성분이 소에서 오랜 시간 정체되면 조사시간이 길어지고 조사결과의 정확도가 낮아지기 때문이다.

연구대상지로 선정된 산지하천의 수리학적 특성은 Table 2와 같다. 전체 8개소의 연구대상지 중에서 수로의 유형에 따라 분류하면 서울대학교 남부학술림 내 산지하천(BU-1)은 cascade 유형을 보이며, 서울대학교 내 소하천(SNU-2)는 riffle 수로 유형이었으며, step-pool 유형은 나머지

6개소였다. 또한 하도경사는 5-26%의 범위를 보였으며, 현장조사구간은 16.6 m-59.7 m에서 이루어졌다. 우리나라는 계절적으로 여름에 하천 유량이 상대적으로 증가하기 때문에 유량 및 유속 측정은 7-9월 사이에 수행하였다.

서울대 내의 우회수로 (SNU-1,2)의 경우 SNU-1는 step-pool 의 수로 유형을, SNU-2는 riffle 의 수로 유형을 가진다. SNU-1 하천 구간은 길이가 23.8 m, 경사가 0.11 m m^{-1} , SNU-2 하천 구간은 길이가 17.4 m, 경사는 0.05 m m^{-1} 이다. 이 수로는 인공적으로 만들어진 수로이며 산지 하천이 가지고 있는 특징을 살려 자연 하천화 시킨 수로이다. 흐르는 물은 인공적으로 조절하지 않고 강우에 의해 관악산으로부터 내려온 물이 자연스럽게 유출되는 하천이며 하도의 형상도 자연 하천과 거의 비슷하게 형성이 되어 있어 자연 하천의 특징을 지니고 있다.

백운산 학술림 내 하천구간 (BU-1)의 수로 유형은 계단식의 모양이 조밀하게 분포하는 cascade 이며, 구간 길이는 16.6 m, 경사는 가장 가파른 0.26 m m^{-1} 이다. 다른 step-pool 하천의 경우 계단식 형상이 3-4 m 마다 반복되지만, 이는 1 m 내외로 조밀하게 분포하고 있다. 하천의 형상 위에 작은 돌이 하상 재료로 존재하는 다른 하천 구간과는 달리 큰 돌로만 하상이 구성되어 있다. 또한 거설들의 영향으로 물의 방향이 국지적으로 틀어지는 특징을 가지고 있다.

태화산은 다섯 개의 하천 구간이 있으며 (TH-1,2,3,4,5), 이들은 동일한 유역을 공유하며 상류부터 하류까지 연속적으로 분포한다. 다섯 개의 하천 구간 전부 step-pool의 수로 유형을 가진다. 첫 번째 하천 구간은 길이가 35.9 m이며 경사는 0.11 m m^{-1} 이다. 이곳은 step-pool 형상이 고르게 분포하고 있었으며 다른 구간보다 돌이 밀도가 높았다. 또한 구간 내에 약 6 m가량의 큰 pool이 존재하였다. 두 번째 하천 구간은 길이

가 32.1 m 이며 경사는 0.07 m m^{-1} 이다. 전체적으로 step-pool 지형이지만 중간에 거석이 존재하지 않고, 큰 암반으로만 이뤄진 구간이 존재한다. 이 구간은 물의 속력이 표면 마찰력에 영향을 받지 않고, 형상 마찰과 흐름변화 마찰에 영향을 많이 받을 것으로 보인다. 세 번째 하천 구간은 길이가 32.7 m 이며 경사는 0.10 m m^{-1} 이다. 중간에 하천의 방향이 살짝 굽어지는 구간이 있고, 계단식 모양이 고르게 잘 분포하고 있다. 네 번째 하천 구간은 길이가 34.2 m 이며 경사는 0.07 m m^{-1} 이다. 큰 거석과 벼과 식물이 하천 내 조금 분포하고 있다. 다섯 번째 하천 구간은 가장 길이가 긴 59.7 m 이며, 경사는 0.07 m m^{-1} 이다. 하천 구간에 식물이 존재하지 않으며, 다른 하천 보다 pool의 깊이와 너비가 크다.

Table 1. Characteristics of study reach.

Location	Abbreviation	Numb. of study reach	Basin area (km ²)	Basin elevation range (m)	Mean annual precipitation ^b (mm)
Seoul National University	SNU	2	- ^a	- ^a	1333
Baek-un san SNU-Forest ^c	BU	1	2.93	759-1126	2113
Tae-hwa san SNU-Forest ^c	TH	5	3.79	190-615	1274

^aSNU reach is naturalization channel whose water is coming from Gwan-ak mountain flows artificially.

^bCalculated from recent 10-years data.

^cThese forest are managed by Seoul National University Forest.

Table 2. Reach geometry and roughness measure in the 8 reaches of SNU, BU, TH.

Parameter	Symbol	SNU-1	SNU-2	BU-1	TH-1	TH-2	TH-3	TH-4	TH-5
Channel type	-	step-pool	riffle	cascade	step-pool	step-pool	step-pool	step-pool	step-pool
Reach length (m)	L_r	23.8	17.4	16.6	35.9	32.1	32.7	34.2	59.7
Height differences (m)	H_r	2.45	0.82	4.41	4.20	2.33	3.22	2.59	3.99
Channel slope ($m\ m^{-1}$)	S	0.11	0.05	0.26	0.12	0.07	0.10	0.07	0.07
D_{50}^a (m)	D_{50}	0.06	0.07	0.13	0.11	0.09	0.07	0.13	0.11
D_{84}^b (m)	D_{84}	0.08	0.09	0.20	0.26	0.15	0.15	0.22	0.23
Grain size dispersion ^c (m)	σ_g	0.02	0.02	0.08	0.14	0.11	0.07	0.09	0.12
Number of steps (-)	n	11	-	10	7	5	8	8	12
STDEV. of elevation ^d (m)	σ_{pro}	0.13	0.03	0.15	0.19	0.12	0.16	0.14	0.18
IPR_{90}^e (m)	IPR_{90}	0.07	0.07	0.13	0.11	0.09	0.07	0.13	0.11

^a50th percentile of the grain size.

^b84th percentile of the grain size.

^cStandard deviation of the grain size distribution.

^dStandard deviation of the de-trended elevation.

^e90% Inter percentile range of the de-trended elevation (95th percentile minus 5th percentile of the de-trended elevation).

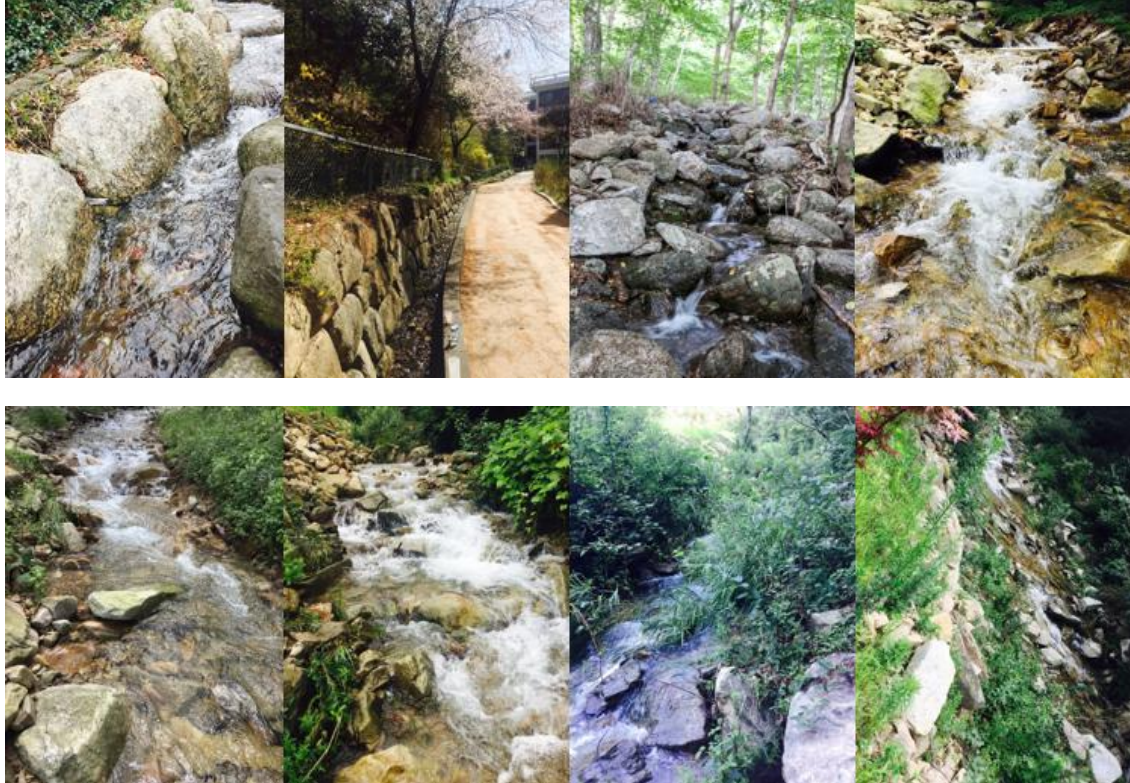


Figure 1. Study area in middle to high flow in summer. From top to bottom, left to right, SNU-1,2, BU-1, TH-1,2,3,4,5 respectively.



Figure 2. Study area in low flow in autumn. From top to bottom, left to right, SNU-1,2, BU-1, TH-1,2,3,4,5 respectively.

제 2절 물리적 특성인자 조사

산지 하천의 유속은 하상재료의 마찰저항과 하도형상으로 인한 흐름 저항에 의해 크게 영향을 받는다. 하상을 구성하는 물질특성을 파악하기 위하여 Wolman pebble count 방법 (Wolman, 1954)을 이용하였다. 하상에 위치하는 자갈, 거석 등을 무작위로 선정하여 중간축(intermediate axis)의 크기를 측정하였으며, 이로부터 하상재료의 크기를 결정하였다. 각 하천 구간의 입경 분포도는 다음과 같다 (Figure 3).

산지하천의 종단 기울기를 조사하기 위하여 하천을 따라 종단측량을 실시하였다. 태화산 연구대상지는 0.3 m 간격으로 수준측량을 실시하였으며, 기타 산지하천은 0.2 m 간격으로 하류에서 상류로 진행하면서 수준측량을 하였다. 이를 통한 각 하천 구간의 종단면 형상은 Figure 4와 같으며, 수리적 특징은 Table 2와 같다.

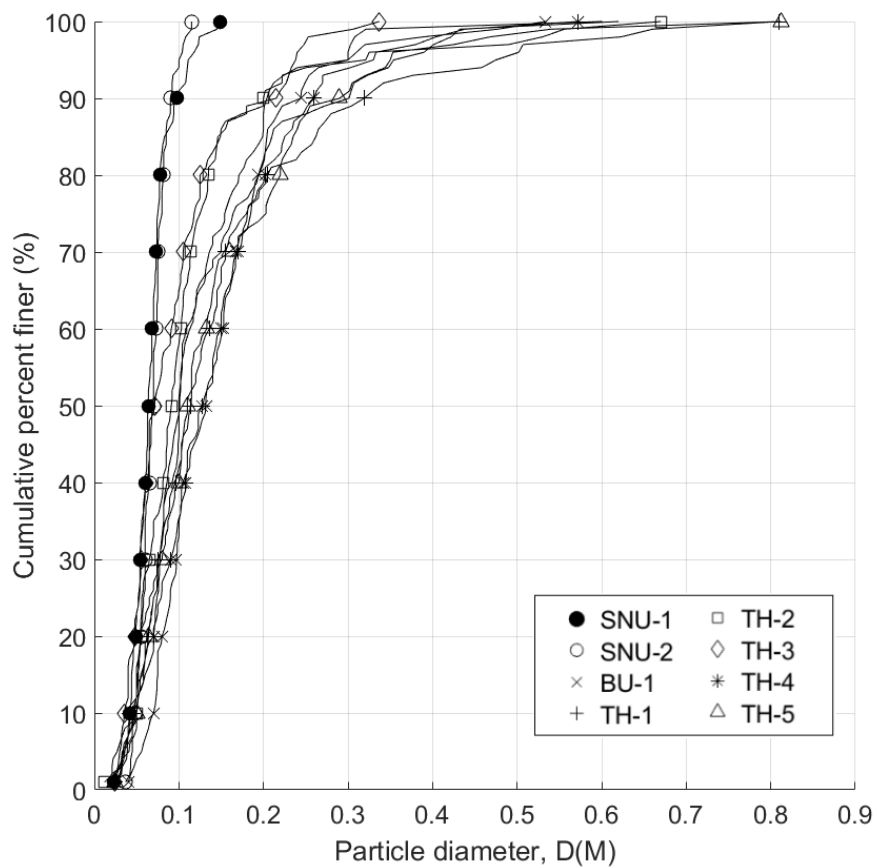


Figure 3. Surface grain-size distributions in 8 reaches.

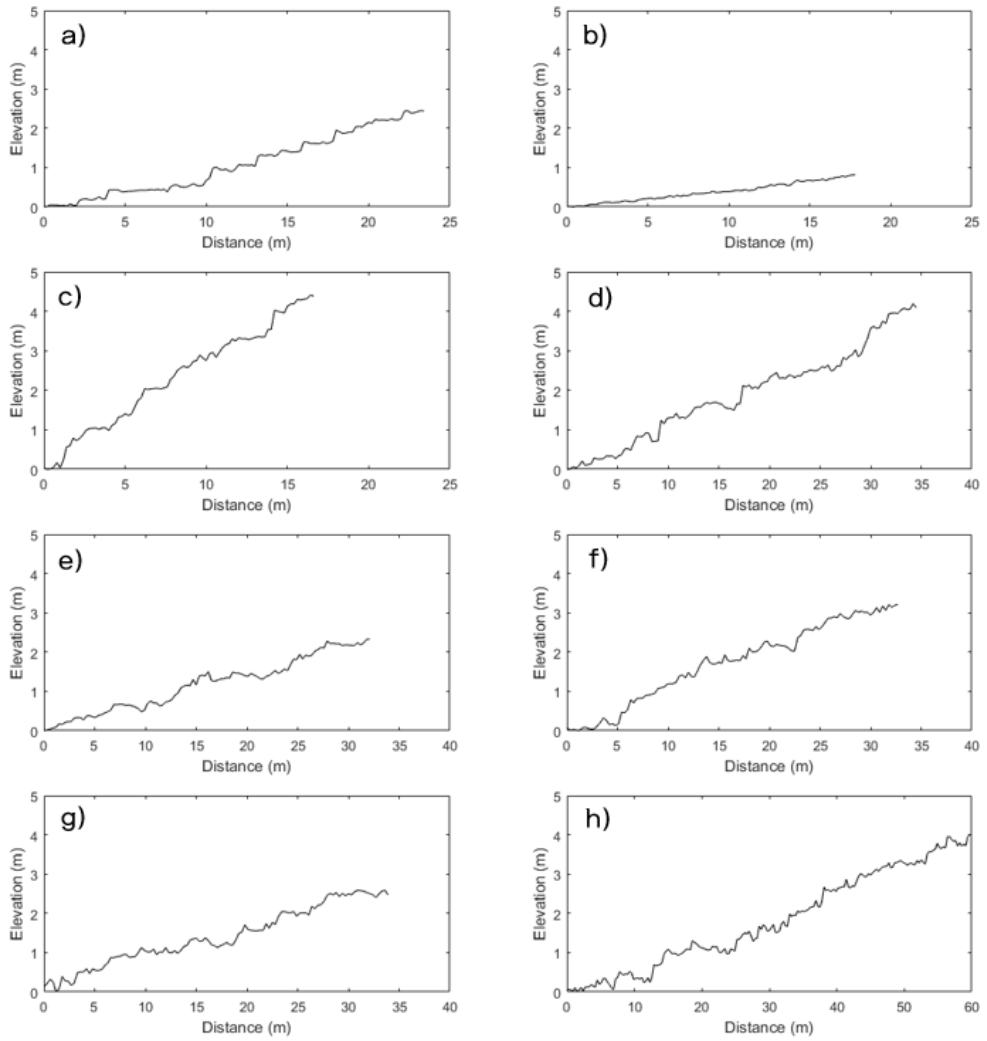


Figure 4. Longitudinal profile of the reaches in a) SNU-1, b) SNU-2, c) BU-1, d) TH-1, e) TH-2, f) TH-3, g) TH-4, h) TH-5. Longitudinal elevation was measured by total station.

제 3절 소금 희석법

산지하천의 유량측정은 소금 희석법을 이용하였다. 이는 추적자 방법(tracer-dilution method) 중의 하나로, 유체 속에 녹아있는 소금농도를 이용하여 이동하는 유체의 량이나 이동속도를 산정하는 방법이며 (Merz and Doppmann, 2006), 산지하천과 같이 유속계를 이용하여 유속을 측정하기 어려운 곳의 유량 측정에 적용가능하다. 유량을 측정하기 위해서는 하천의 상류에서 일정량의 소금물을 한꺼번에 투입한 후에 횡 방향으로 동일한 농도로 퍼질 수 있는 정도에 충분한 거리의 하류에서 시간에 따라 변화되는 소금 농도의 값을 측정하여야 한다. 횡단면에 동일한 농도로 퍼질 수 있는 충분한 거리는 하천 폭의 15-30배로 어렵잡아 구하는 경우도 있고(Merz and Doppmann, 2006), 미국 지질 조사국(United States Geological Survey, USGS)에서는 하천의 깊이, 폭, 유량과 유속 등을 모두 고려하여 소금 희석법에 필요한 최적의 거리(optimum distance)를 제안하기도 하였다 (Kilpatrick and Cobb, 1985). 결과적으로 이 측정값을 바탕으로 식 (15)를 사용하여 하천 유량을 산정한다. 이 논문에서는 소금의 농도 변화를 전기전도도를 통해 계산하였으며, Hydrolab Series 5의 MS5 전기전도도 측정 장치를 이용하여 1초 간격의 전기전도도를 측정하였다.

$$Q = \frac{s}{K \cdot \int_0^{\infty} (C_t - C_0) dt} \quad (15)$$

이때, Q는 유량 ($L \ s^{-1}$)이며, s는 투하된 소금의 양 (g), K는 조정계수 ($g \ L^{-1}/\mu S \ cm^{-1}$), C_t 는 t 시간 이후의 전기전도도 ($\mu S \ cm^{-1}$), C_0 는 하천의 기본 전기전도도 ($\mu S \ cm^{-1}$)이다. 이 방법은 미국과 유럽에서 산지 하천의 유량을 측정하는데 널리 사용되고 있으며, Sappa et al. (2015)가

유속계(current-meter)와 소금 회석법을 비교함으로써 유량 측정에 관한 타당성과 신뢰성 실험이 이뤄져 있다.

연구대상지의 평균유속 역시 소금 회석법으로부터 추정하였으며, 이는 구간 길이를 소금 입자가 도달하는 시간의 대푯값으로 나누어 산정하게 된다. 이때, 소금이 하천에 완전히 녹았을 때 물이 이동한 속도와 소금 입자가 움직인 시간이 동일하다는 가정을 한다. 즉 이때의 평균유속은 일정 구간을 이동한 물 입자의 평균 속력이 아닌 평균 속도를 의미하게 된다. 입자가 도달하는 시간을 대표하는 값으로는 크게 세 가지가 있다. 첫 번째는 추적자 농도가 최대가 될 때의 시간인 T_P (Abrahams et al., 1995; Curran and Wohl, 2003; Wilcox and Wohl, 2006)와, 추적자가 도달한 시간 값들의 평균인 T_C (David et al., 2010; Kratzer and Biagtan, 1997)그리고 도달한 시간들의 조화 평균값인 T_{HM} (Nitsche et al., 2012; Rickenmann and Recking, 2011; Schneider et al., 2015; Yochum, 2010; Yochum et al., 2012)이 있다 (figure 5). 이때, 조화평균은 다른 평균값 산정방법과 비교하여 통계적으로 가장 안정적인 해를 도출하며(Yochum, 2010), 상대적으로 정확한 값을 계산하기 때문에 (Waldon, 2004), 유속

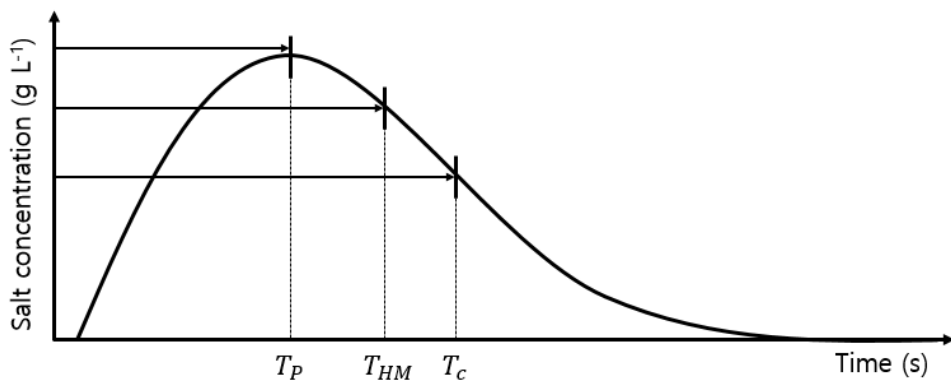


Figure 5. Peak travel time, Harmonic travel time and Centroid travel time in concentration-time curve.

추정 방정식을 도출할 때는 도달시간의 조화평균값을 이용하여 평균유속을 계산하였다.

각각의 도달시간을 산정하는 방법은 다음과 같다. 첫 번째로 추적자 농도가 최대가 될 때의 시간인 T_p 이다. 이는 하류에서 측정된 전기 전도도의 값이 가장 높게 측정된 시간을 기준으로 하며, 만약 가장 높게 측정된 값이 지속된다면 그 시간들의 평균값을 기준으로 산정하였다. 두 번째로 도달 시간들의 평균인 T_C 는 식 (16)을 통해 평균 도달 시간을 산정하였다.

$$T_C = \int_{t=0}^{\infty} t P_x(t) dt \quad (16)$$

여기서 t 는 소금물이 뿌려진 이후 추적자의 도달 시간이며, $P_x(t)$ 는 시간에 따른 소금 농도의 확률 밀도 함수이며 다음과 같이 정의된다.

$$P_x(t) = \frac{1}{I_x} c(x, t) \quad (17)$$

여기서 $c(x, t)$ 는 시간에 따른 소금농도의 값을 나타내며, I_x 는 시간에 따른 소금농도 변화곡선이 차지하는 면적을 의미하며, 아래와 같다.

$$I_x = \int_{t=0}^{\infty} c(x, t) dt \quad (18)$$

마지막으로 조화 평균의 정의는 역수 평균의 역수 값으로써 다음과 같이 계산하였다.

$$T_{HM} = \frac{1}{\int_0^{\infty} \frac{1}{t} P_x(t) dt} \quad (19)$$

T_{HM} 은 모든 소금 입자가 일정거리를 이동한 시간에 대한 조화평균을 의미한다. 최종적으로 하천 구간의 길이를 각각의 방법으로 산정된 도달 시간으로 나누어 하천의 평균 유속을 계산하였고, 구간 길이를 T_p 로 나눈 최빈값 유속(peak velocity), T_c 로 나눈 중심값 유속(centroid velocity), T_{HM} 으로 나눈 조화평균 유속(harmonic velocity)을 서로 비교, 분석 하였다.

제 4장 결과 및 고찰

서로 다른 8개소에서 총 87개의 유량, 유속 자료를 수집하였다. 각 시행마다 최빈값 유속과 중심값 유속 그리고 조화평균 유속을 계산하여 비교하였다 (figure 6). 최빈값 유속은 조화평균 유속보다 평균 14% 높은 값을 보였으며, 중심값 유속의 경우 조화평균 유속과 비교하였을 때 평균 10% 낮은 값을 보였다. 평균 유속은 각각의 소금 입자가 도달하는 시간의 평균을 구하여 도달 거리로 나누어 주는 방법을 사용하여 추정하기 Eonas에 수리적으로 정확한 속도의 평균을 구하기 위해서는 일반적인 평균 값이 아니라 조화 평균의 값을 구해 주어야 한다. 또한 Waldon (2004)과 Yochum (2010)의 연구와 동일하게 중심값 유속은 평가절상 하는 경향이 있고, 중심값 유속은 평가절하 하는 경향이 있기 때문에 이 논문에서는 평균유속을 구하기 위해서 조화평균 유속을 사용하였다. 사실 현재 많은 학자들이 산지하천의 평균유속을 계산하기 위해 도달시간의 조화평균값을 사용하고, 몇몇 학자들이 통계적 안정성 등을 주장하여 조화평균 유속을 사용하였지만 이 방법을 사용하는 것이 평균유속을 정확히 추정한다고 보기는 어렵다. 왜냐하면 산지하천의 경우 국지적으로 형상이 변화하여 유속이 구간마다 변화하기 때문에 이 논문에서 유속측정을 위해 사용한 소금 회석법 외에 평균유속을 측정할 수 있는 방법이 존재하지 않는다. 즉 이 부분에 대해서는 타당성 실험(validation test)이 이뤄지기 어려운 부분이며, 아직까지 진행되지 않은 상황이다. 이 논문에서는 선행 연구들과 비슷하게 평균유속의 산정 방법으로 하천구간을 도달시간의 조화평균값으로 나눈 방법을 사용하였다.

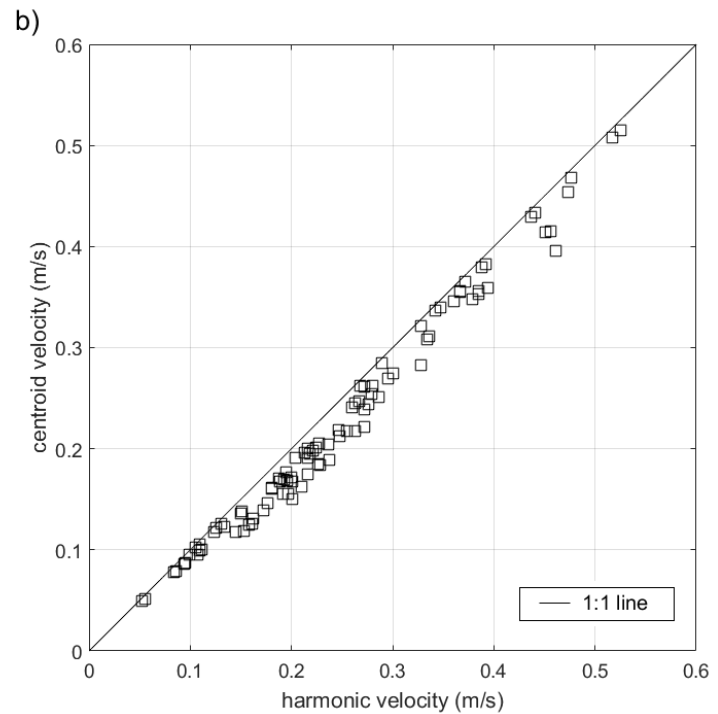
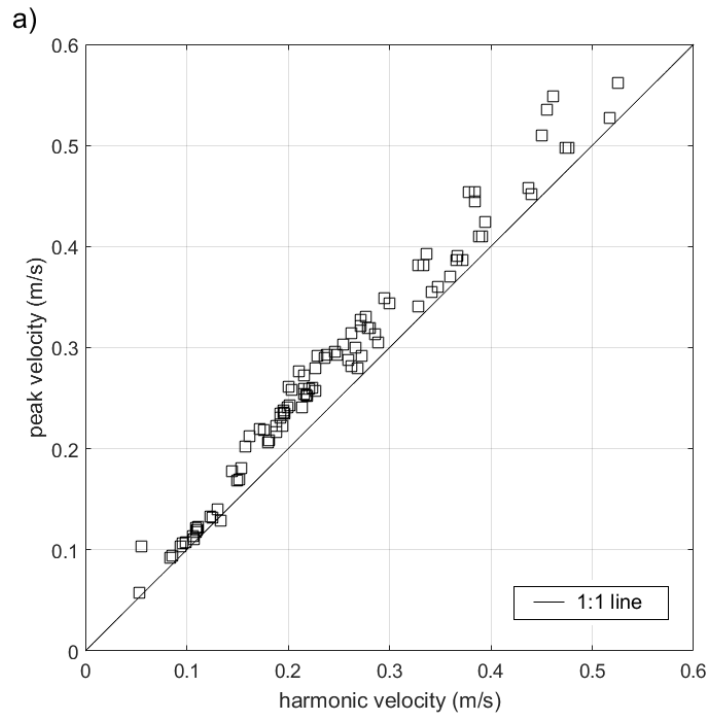


Figure 6. a) Harmonic velocity versus peak velocity and b) harmonic velocity versus centroid velocity. Peak velocity tended to overestimate and centroid velocity tended to underestimate when harmonic velocity was used as the criterion.

제 1절 산지하천의 유량-유속 관계

연구대상지 8개소 산지하천의 유량과 유속의 관계는 figure 7과 같다. 유량이 증가함에 따라서 유속이 증가하는 것을 볼 수 있었으며, 조사구 간에서는 이러한 관계가 멱함수($v=cQ^m$) 형태를 보인다($r^2>0.97$). 일반적으로 유량이 증가하면 유속도 이에 대응하여 증가하지만 흐름 단면의 변화, 흐름 저항 등에 따라 변화 형태는 다르게 나타난다. 즉 같은 유량의 경우 서로 다른 지형에 따라서 다른 유속값을 보인다. 이는 식 (10)으로는 하나의 모델식으로 추정할 수 없으며, 산지하천의 지형인자를 추가하여 비교해야 함을 알 수 있다.

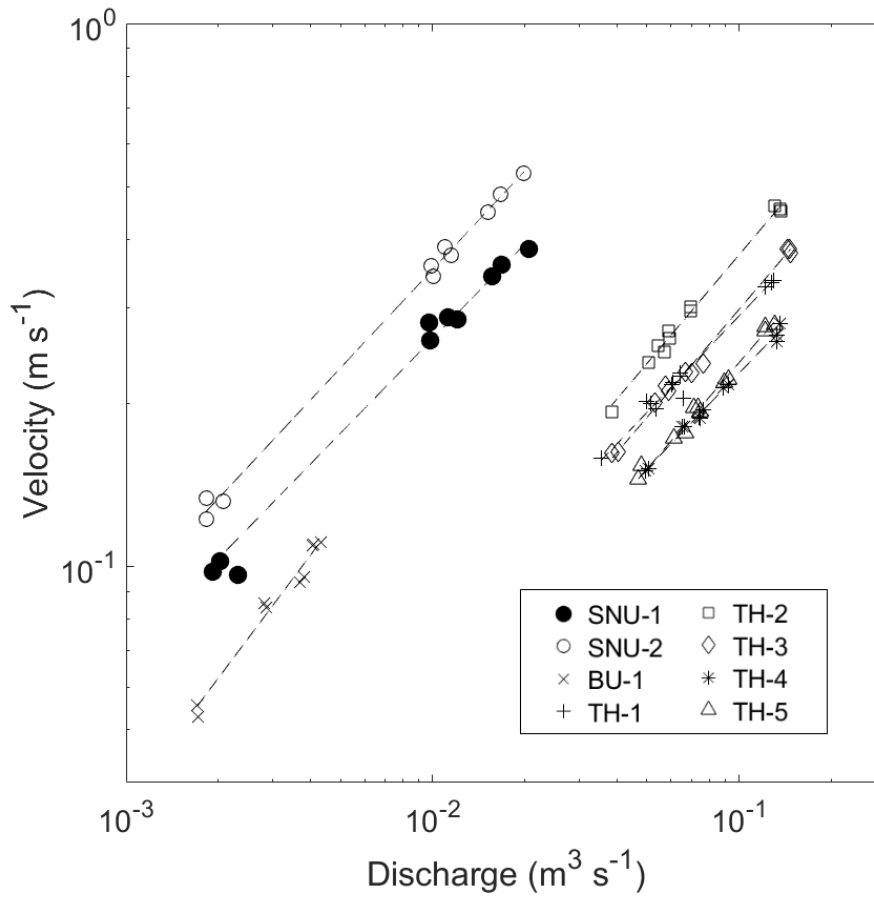


Figure 7. Relation between velocity and discharge in 8 study reach; velocity increased as discharge increased in all site and velocity-discharge relation can explain by power function.

제 2절 수심기반의 평균유속 추정

평균유속을 하천의 평균수심으로부터 추정하기 위해 Darcy-Weisbach 법칙을 기반으로 유속과 관계가 있는 $(8/f)^{0.5}$ 를 수심과 거칠기 높이의 비율인 상대적 침수도(relative submergence, d/k)로부터 추정하였다. 평균 수심은 유량과 유속 그리고 하천 폭으로부터 역계산(back calculated)하여 계산하였다. 또한 하천의 지형을 고려하기 위한 변수인 거칠기 높이로는 하상재료의 중간축 길이의 50번째 백분위 수인 D_{50} 와 84번째 백분위 수인 D_{84} , 기울기를 제거한 하상 종단면 고도값의 표준편차 σ_{pro} 와 기울기를 제거한 하상 종단면 고도값의 90% 백분위수 범위인 IPR_{90} 을 사용하였다. $(8/f)^{0.5}$ 와 서로 다른 거칠기 높이를 사용한 상대적 침수도의 관계는 다음과 같다 (figure 8-11).

각 하천 구간별로는 상대적 침수도가 증가 할수록 $(8/f)^{0.5}$ 의 값이 지수적으로 증가하였다. 그러나 전체적으로 $(8/f)^{0.5}$ 의 값이 증가할수록 로그축 그래프의 기울기(모델식의 지수값)가 감소 하였으며, 전체적으로 값들이 퍼져있는 것을 볼 수 있다. 거칠기 높이로 D_{50} , D_{84} 를 사용한 경우 keulegan-type 공식보다는 먹급수 형태의 식으로 더 잘 설명되었으며, 각각의 r^2 값은 0.04, 0.28로 낮은 설명력을 보였다. 반대로 거칠기 높이로 σ_{pro} , IPR_{90} 를 사용한 경우는 keulegan-type 공식으로 더 잘 설명되었으며, r^2 값은 0.43, 0.42로 하상 재료를 거칠기 높이로 사용하였을 때보다 설명력이 증가하였지만 여전히 낮은 설명력을 보였다. 즉 하나의 모델식으로 나타낼 수 없음을 의미하며 이와 같은 결과는 Ferguson (2007)의 선행연구에서도 동일하게 발견되었다. 이는 평균수심 값의 산정 과정에서의 오차로 생각된다. 실제로 산지 하천의 횡단면은 직사각형의 모양이 아니라 복잡한 형태로 이뤄져 있기 때문에 이를 단순화 시킬 수 없을 뿐

만 아니라 같은 이유로 수리반경을 수심으로 근사시키는 과정에서 오차가 발생하게 된다. 또는 데이터 수의 부족으로 나타나는 결과로도 생각할 수 있다. 산지 하천의 수리적 요소는 워낙 복잡하기 때문에 단순히 수심과 거칠기 높이 두 개의 변수로는 흐름의 마찰 계수를 정확히 추정하기 어렵다. 많은 시행을 반복하여 경향성을 파악할 수 있지만 데이터 수가 부족할 시 외적 변수의 영향이 내적 변수의 영향보다 클 가능성이 있어 경향성을 보기 어려울 수 있다.

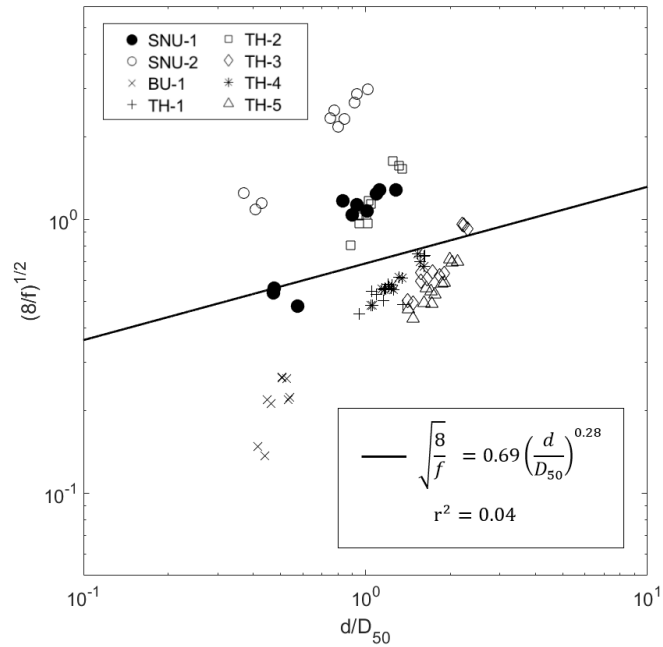


Figure 8. Relative submergence versus Darcy–Weisbach friction factor using D_{50} as roughness height.

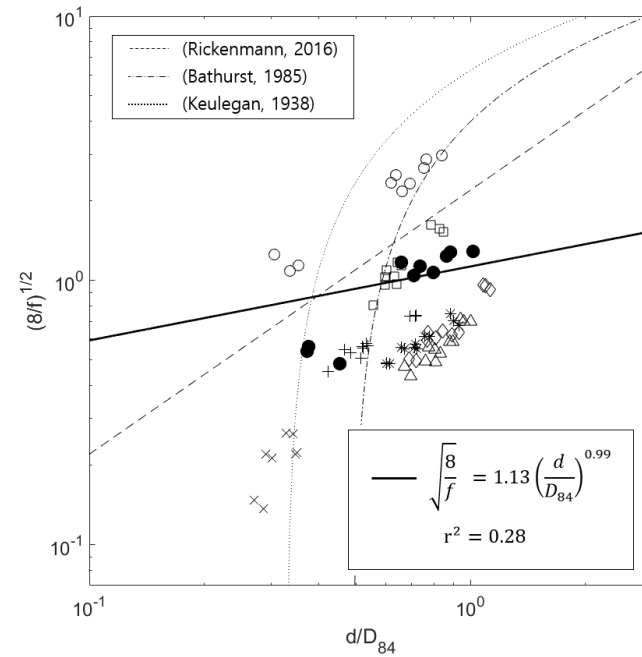


Figure 9. Relative submergence versus Darcy–Weisbach friction factor using D_{84} as roughness height.

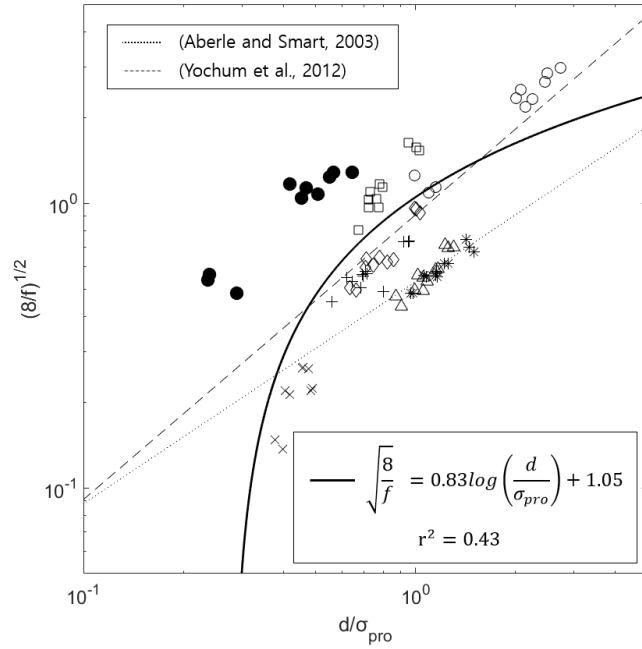


Figure 10. Relative submergence versus Darcy-Weisbach friction factor using σ_{pro} as roughness height.

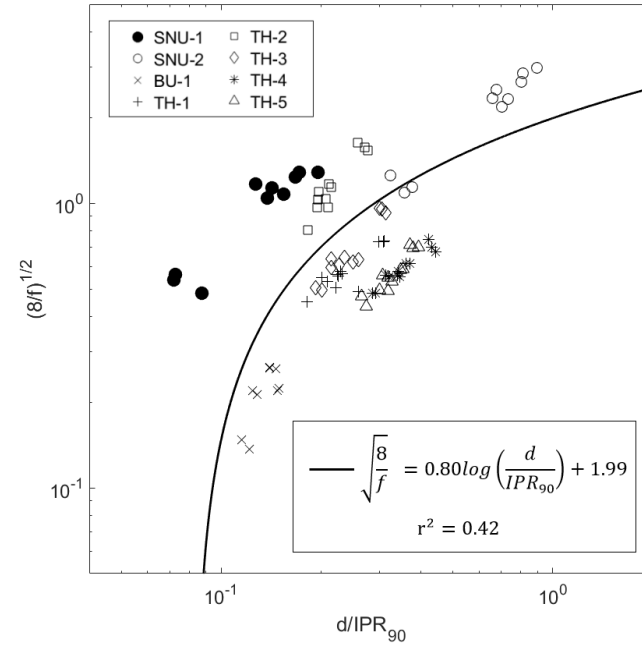


Figure 11. Relative submergence versus Darcy-Weisbach friction factor using IPR_{90} as roughness height.

제 3절 유량기반의 평균유속 추정

유량으로부터 평균유속을 추정하기 위해서 유속과 유량을 무차원변환하여 비교하였으며, 이를 위해서 식 (12)를 사용하였다. 무차원화의 과정 중에 사용되는 거칠기 높이 역시 $D_{50}, D_{84}, \sigma_{pro}, IPR_{90}$ 네 가지를 사용하였다. 이를 통해 유량과 유속을 무차원화 시켜 비교하였으며, 관계식의 매개 변수는 Table 3과 같다. 이때 잔차의 비중을 균등히 하기 위해 일반적인 비선형 회귀 분석을 사용하지 않고 데이터를 선형화시킨 후 일차 함수에 회귀시켜 매개 변수를 산정하였다.

무차원 속도와 유량의 관계를 보았을 때 이 둘의 관계는 명백히 지수적인 관계를 띄었으며 무차원 유량이 증가함에 따라서 무차원 평균 속도가 급격히 증가하는 것을 확인할 수 있었다. 또한, 이 관계식($v^{**} = cq^{**m}$)으로 각 하천 구간의 성격을 설명할 수 있을 뿐만이 아니라 조사지 모든 하천 구간의 시행들을 포함하여 관계를 설명할 수 있었다.

서로 다른 거칠기 높이를 사용한 4개의 시행 전부 단일 하천 구간의 무차원 유량과 유속의 관계를 잘 설명하였다. 각 단일 하천 구간별 관계식은 r^2 값이 0.97-1.00로 매우 높은 설명력을 보였다. 또한 평균 제곱근 오차 (Root Mean Square Error, RMSE)는 모두 0.09 이하의 값을 가지며, 작은 σ_{pro} 값 때문에 상대적으로 큰 q^{**} 값이 계산되어 RMSE값이 커진 SNU-2 riffle 하천 구간을 제외하면 RMSE의 값은 0.05 이하로 오차의 크기가 매우 작았다 (Table 3). 하지만 이때 하천간 관계를 설명하는 정도의 차이는 존재하였으며, 거칠기 높이로 IPR_{90} 을 사용하는 경우 가장 설명력이 높았다. D_{50} 을 사용한 경우 r^2 가 0.65로 가장 낮은 설명력을 보였고, D_{84} 는 0.88, σ_{pro} 는 0.96 그리고 IPR_{90} 는 0.98로 가장 높은 설명력을

보였다 (figure 12-15). 즉 돌 크기의 대표값인 D_{50} , D_{84} 보다 하도 종단면 형상의 불규칙도인 σ_{pro} , IPR_{90} 을 사용할 때 v^{**} 와 q^{**} 의 관계를 더 잘 설명하였다. 이는 조사지 내에서 하천 흐름에 저항을 주는 요인으로 돌의 크기보다는 하천 형상의 원인이 더 큰 것을 의미한다. 결과적으로 거칠기 높이로 IPR_{90} 를 사용하는 것이 가장 적절하며, 다음과 같은 유량과 평균유속의 관계식을 도출하였다.

$$v^{**} = 1.66q^{**0.63}, k = IPR_{90} \quad (20)$$

또한 이를 통해 얻어진 평균유속 추정 방정식은 식 (21)과 같다.

$$v = 1.66g^{0.19}q^{0.63}IPR_{90}^{-0.45}S^{0.19} \quad (21)$$

이때, 네 가지 거칠기 높이를 사용한 경우 모두 설명력이 높은 ($r^2 > 0.65$)이유 중 허구적 상관을 배제할 수는 없다. 이는 무차원화 시킨 유량과 유속식에 포함된 동일한 변수인 하도의 경사 (S)와 거칠기 높이 (k) 그리고 연속 방정식으로써 설명되는 두 변수인 유량과 유속으로부터 발생한다. 하지만 유체역학을 기반으로 하는 수리학 분야의 경우 무차원 변수의 개수를 정하는 버킴행 파이 정리를 기반으로 하는 무차원 해석을 주로 사용하며 (Rickenmann, 1990; Schneider et al., 2015), Rickenmann and Recking (2011)은 2890개의 필드 데이터를 기반으로 하도의 경사와 거칠기 높이를 임의로 배정하였을 때 허구적 상관이 높게 기대되는 V^{**} , q^{**} 관계식의 결정계수 변동 정도와 허구적 상관이 낮게 기대되는 V^{**} , d/D_{84} 관계식의 결정계수 변동 정도가 비슷한 것으로 보아 유속 추정 방정식에 허구적 상관이 큰 영향을 주지 않고 또한 문제가 되지 않는다고 밝혔다. 또한 이러한 방법으로 산정된 평균유속 추정방정식이 조사된 전체 유속의 78%를 설명 하는 것으로 보아 무차원화 시키는 방법을 사용

하여 유속을 추정하는 방법이 합리적임을 알 수 있다.

즉, 식 21을 사용하면 비교적 자료의 수가 많은 유량 자료를 통해 보다 정확히 평균유속을 추정할 수 있다. 실제로 한 유역의 정확한 평균유속을 추정하기 위해서는 유량값이 실측되어야 하는 한계점이 존재한다. 하지만 평균유속을 알기 위해 사용되는 시계열 유량 또는 시계열 수심값을 산림 시업이 있을 때마다 실측하기에는 시간적, 경제적인 어려움이 따르기 때문에 현재로써는 비교적 추정이 가능한 유량값을 사용하여 평균유속을 추정하려는 추세에 있다 (Zimmermann, 2010). 현재까지는 산림 시업을 위해 강우량 자료를 통해 유량값을 추정한 이후 하도의 단면 또는 manning 공식 등을 이용하여 평균유속을 추정하여 진행하였지만, 하도의 단면을 이용한 방법은 오차가 크며 현재 우리나라에서 가장 널리 사용되는 manning 공식은 하도 형태가 다양한 산지 하천이 아닌 중, 대형 하천에 초점이 맞춰져 있기 때문에 그때마다 계류 특성에 맞는 조정값을 구해야 하는 어려움이 있다. 하지만 식 21은 산지 하천에 알맞은 평균유속 모델식이기 때문에 이전의 방법보다 비교적 정확히 유량값에 따른 평균유속을 추정할 수 있을 것이라 생각된다.

또한 식 21은 87개 데이터 범위인 단위유량 $0.06 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$, 유속 0.7 m s^{-1} 이하의 조건에서 적용할 수 있다. 이를 통해 부유물 또는 오염물질의 이동 추적 등이 가능할 것이며, 산지 하천의 수리적 특성을 파악하는데 기본 자료로 사용이 가능할 것이다. 그러나 고수위의 상황을 고려하지 못했기 때문에 이 식을 사방 구조물의 충격력 해석을 위한 자료로 사용하거나, 돌발홍수의 대피 시간 예측 등의 목적으로 바로 사용하기에는 한계점이 존재한다. 하지만 위의 목적에 부합하기 위한 선행연구로써 가치가 있으며 추후 보다 넓은 범위의 유량과 유속 범위의 자료가 추가된

다면 고수위의 상황도 포함하는 모델식을 산정할 수 있을 것이다.

Table 3. Dimensionless hydraulic geometry regression coefficient ($v^{**} = cq^{**m}$) by using different roughness height for each study reach.

reach	n ^a	D ₅₀				D ₈₄				σ_{pro}				IPR ₉₀			
		c	m	r ²	RM ^b	c	m	r ²	RM ^b	c	m	r ²	RM ^b	c	m	r ²	RM ^b
All hydraulic geometry run	87	0.87	0.65	0.65	0.35	1.19	0.71	0.88	0.19	0.98	0.58	0.96	0.19	1.66	0.63	0.98	0.08
SNU-1	10	1.05	0.58	0.99	0.04	1.15	0.58	0.99	0.04	1.36	0.58	0.99	0.03	2.11	0.58	0.99	0.02
SNU-2	10	1.54	0.60	1.00	0.05	1.67	0.60	1.00	0.05	1.03	0.60	1.00	0.09	1.62	0.60	1.00	0.05
BU-1	9	1.08	0.75	0.97	0.01	0.41	0.75	0.97	0.01	1.15	0.75	0.97	0.01	2.42	0.75	0.97	0.00
TH-1	12	0.75	0.59	0.98	0.02	1.00	0.59	0.98	0.01	0.90	0.59	0.98	0.02	1.39	0.59	0.98	0.01
TH-2	11	1.02	0.67	0.99	0.03	1.29	0.67	0.99	0.03	1.17	0.67	0.99	0.03	2.25	0.67	0.99	0.02
TH-3	11	0.66	0.66	0.99	0.03	0.93	0.66	0.99	0.02	0.97	0.66	0.99	0.02	1.75	0.66	0.99	0.01
TH-4	12	0.73	0.59	0.99	0.01	0.90	0.59	0.99	0.01	0.75	0.59	0.99	0.01	1.19	0.59	0.99	0.01
TH-5	12	0.62	0.65	0.99	0.02	0.89	0.65	0.99	0.01	0.79	0.65	0.99	0.01	1.39	0.65	0.99	0.01

^an=number of repeats.

^bRM=Root Mean Square Error.

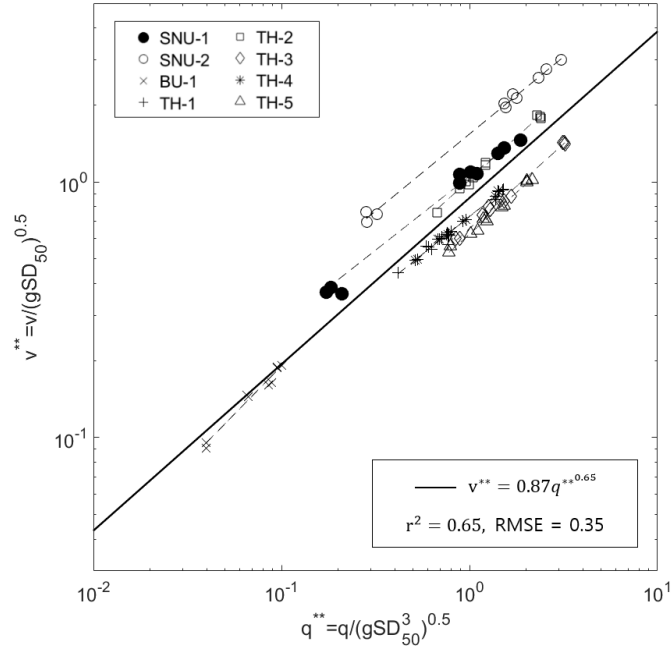


Figure 12. Dimensionless hydraulic geometry relation by using D_{50} as roughness height.

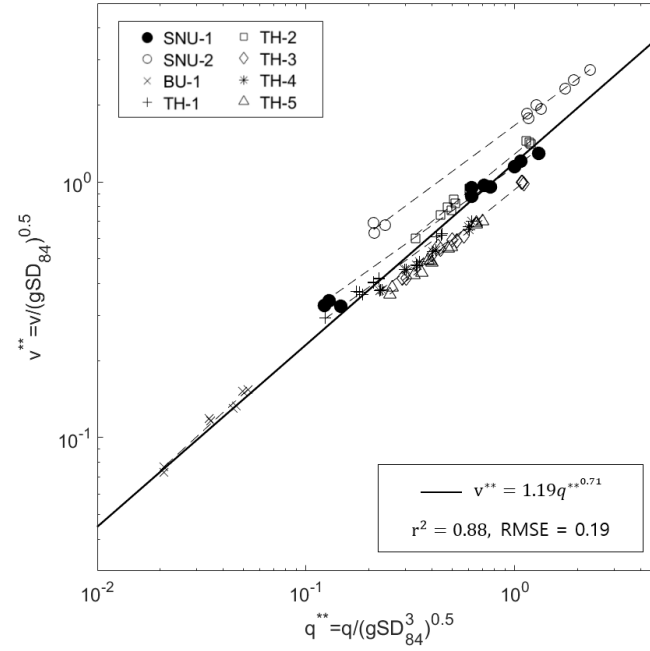


Figure 13. Dimensionless hydraulic geometry relation by using D_{84} as roughness height.

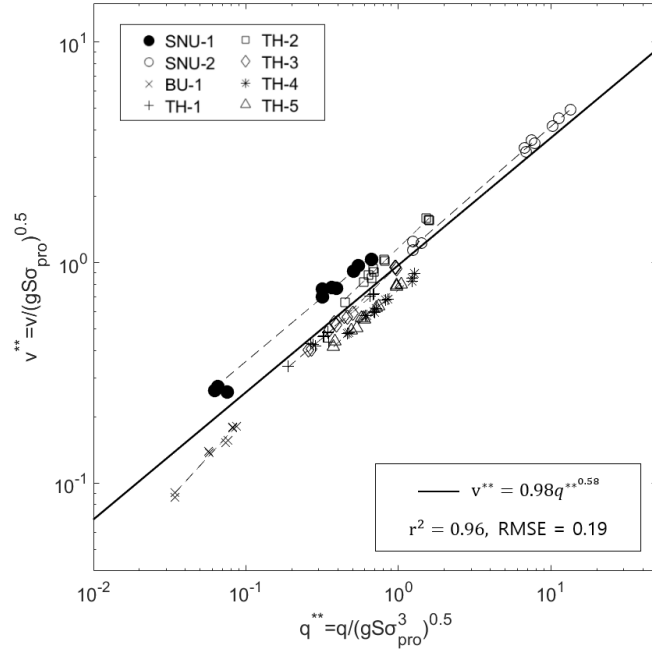


Figure 14. Dimensionless hydraulic geometry relation by using σ_{vro} as roughness height.

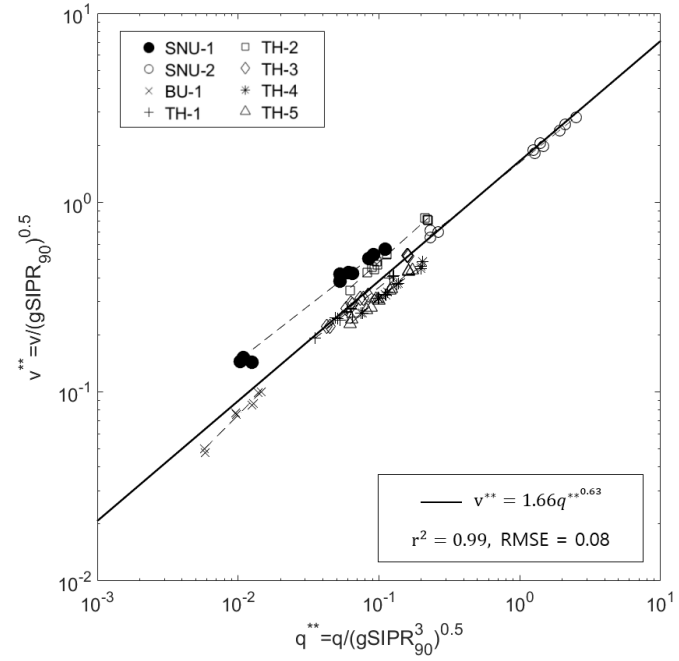


Figure 15. Dimensionless hydraulic geometry relation by using IPR_{90} as roughness height.

제 4절 선행 유속 추정 방정식과의 비교

조사지의 특성에 맞는 유속 추정식의 매개변수와 이전 선행 연구들의 매개변수를 비교해 보았다. 거칠기 높이로 D_{50} 을 사용하여 무차원화 분석을 한 연구는 없었으며, D_{84} 를 사용한 경우(Rickenmann and Recking, 2011) $0.54 \leq c \leq 0.72$, $0.62 \leq m \leq 0.71$ 의 범위를 가지며 이 연구의 경우 $c=1.19$, $m=0.71$ 의 값을 가진다. σ_{pro} 를 사용한 경우 (Schneider et al., 2015; Yochum et al., 2012) $c=1.00$, $0.59 \leq m \leq 0.60$ 의 범위를 가졌으며, 이 연구에서는 $c=1.00$, $m=0.58$ 의 값을 가졌다. IPR_{90} 를 거칠기 높이의 인자로 사용한 경우 (Schneider et al., 2015), $c=1.58$, $m=0.59$ 의 값을 가졌으며, 본 연구에서는 $c=1.66$, $m=0.63$ 의 값을 가졌다. D_{84} 를 거칠기 높이로 사용한 경우 관계식의 c 값이 선행 유속 추정식의 범위에서 다소 벗어나는 것을 볼 수 있었으며, 이는 조사지 하천의 형태적 차이점에서 기인한 것으로 보인다. 반면에 σ_{pro} 와 IPR_{90} 를 사용한 경우 선행 연구와 유사한 경향을 보였다.

그리고 이 연구에서 산정된 유속 추정식($v^{**} = 1.66q^{**0.63}$, $k=IPR_{90}$)과 서로 다른 거칠기 높이를 인자로 사용한 선행 유속 추정식들의 예측도를 비교하였다 (Figure 16). 이를 비교하기 위해서 측정값과 추정값의 오차값(Root Mean Square Error, RMSE)을 사용하였다. 거칠기 높이로 IPR_{90} 를 사용한 이 연구의 유속 추정식의 오차값은 0.05 m s^{-1} 였으며 전체 87개 유속 측정치의 78%를 설명하였다. 2890개의 필드 데이터를 기반으로 거칠기 높이로 D_{84} 를 사용한 Rickenmann and Recking (2011)은 0.10 m s^{-1} 의 오차를, 거칠기 높이로 σ_{pro} 를 사용한 Zimmermann (2010)은 0.06 m s^{-1} 의 오차를 가졌으며, IPR_{90} 를 사용한 Schneider et al. (2015)는 0.05 m s^{-1} 의 오차를 보였다. 이때 현재 일반적으로 가장

많이 사용되고 있는 1923년 제시된 Manning-Strickler 공식은 2.05 m s^{-1} 로 가장 큰 오차값을 보였다.

Manning-Strickler 공식은 Manning 계수인 n 값을 중, 대형 하천에 초점을 두고 추정을 한 모델식이기 때문에 큰 오차값을 보인 것으로 사료된다. 그래서 산지하천의 특징을 반영한 Yochum et al. (2012)의 방법을 적용시켜 Manning 계수값을 추정된 이후 평균 유속을 계산하여 다시 선행 유속 추정 방정식과 비교하였으며 (Figure 17), 이때 사용된 Manning 계수 추정식은 $n = 0.25(R/\sigma_z)^{-0.67}$ 와 같다. Yochum et al. (2012)의 방법을 적용시킨 경우 전체적으로 다른 유량기반 평균유속 추정식들 보다 1:1 직선에서 더 많이 퍼져있는 것을 볼 수 있었으며, RMSE 값은 0.13 m s^{-1} 으로 더 큰 오차값을 가졌다. 이는 Manning 공식이 수심 기반으로 평균유속을 추정하기 때문으로 사료된다. 만약 산지하천의 평균 수심을 정확히 측정할 수 있다면 이 방법 역시 유량 기반 측정방법과 비슷한 정도로 평균유속을 추정할 수 있을 것이라 기대되지만, 실제 산지하천은 평균수심을 정확히 측정할 수 없기 때문에 (Lee and Ferguson, 2002; Schneider et al., 2015) 이러한 차이가 발생된 것으로 사료된다. 결과적으로 선행 유속 추정식 역시 거칠기 높이의 대표 인자로 돌의 크기인 D_{50}, D_{84} 보다 하도 형상을 나타내는 σ_{pro}, IPR_{90} 를 사용하였을 때 조사지의 유속을 더 잘 설명하였다. 그리고 수심기반의 유속 추정 보다는 유량기반의 유속추정법이 더 정확한 것으로 사료된다.

선행 유속 추정식들이 조사지의 유속을 상당 부분 설명하지 못하는 것은 산지하천의 특징에 따라 거칠기 높이의 대표 인자가 달라지는 것으로 생각할 수 있다. 이 연구의 조사지 거칠기 높이는 특정 돌 크기 인자인 D_{50}, D_{84} 와 종단면 형상의 인자인 σ_{pro}, IPR_{90} 가 각각 연관성을 가지는 것

으로 나타났다 (figure 18). 이때 종단면 형상의 인자인 σ_{pro} 와 IPR_{90} 는 특히 높은 설명력을 보였으며, IPR_{90} 과 돌크기 인자인 D_{50} , D_{84} 를 비교하였을 때 상관관계가 낮아지는 것을 볼 수 있었다. 즉 조사지의 종단면의 형상과 특정 돌의 크기와는 관련성이 낮았지만, Schneider et al. (2015)는 스위스의 Riedbach 유역의 지리적 인자를 비교해 보았고 IPR_{90} 와 D_{84} 가 서로 밀접한 연관이 있다고 발표하였다. 큰 유역을 가진 외국 산지 하천에는 거석들이 많이 존재하여 돌의 영향으로 종단면의 형상이 결정될 수 있다. 이러한 경우는 산지 하천의 종단면 특성들과 거석의 크기가 유의한 상관성을 가질 수 있지만, 거석들 보다 국지적인 형상 변화가 많은 우리나라의 경우 돌의 크기와 종단면 형상의 관계성이 떨어질 수 있다. 이러한 지리적인 차이로 모든 외국 선행 논문의 경험식을 우리나라 산지 하천에 그대로 적용하기는 무리가 있다. 즉 우리나라 산지에 적합한 유속 추정식을 개발해야 한다.

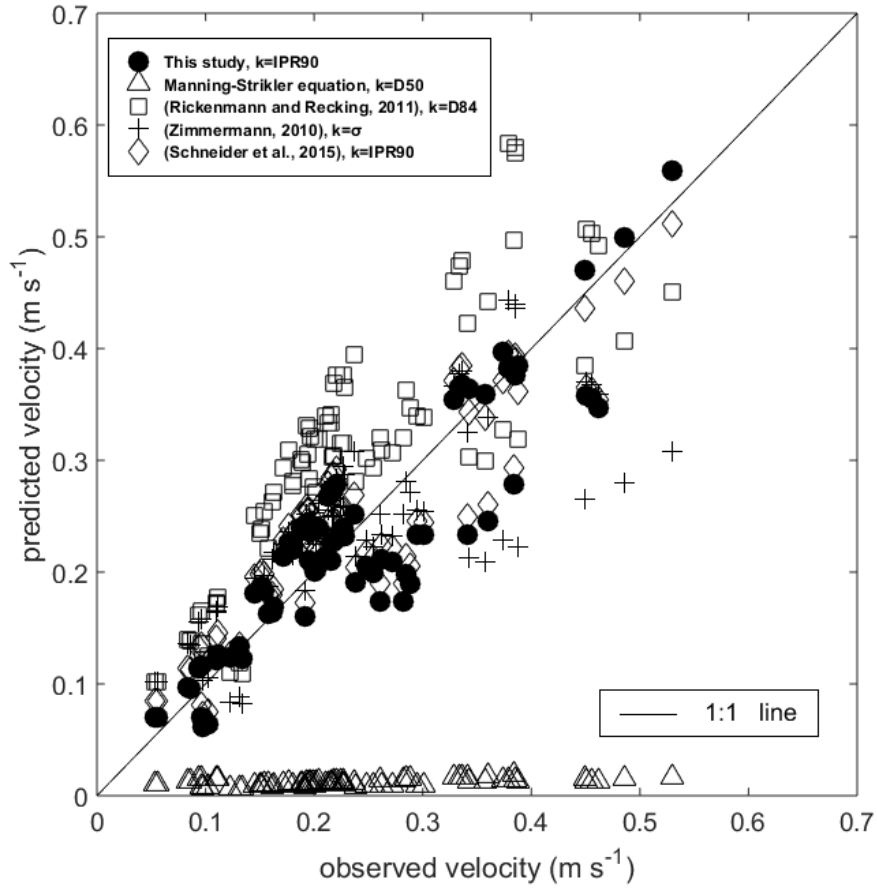


Figure 16. Observed versus predicted velocity, where predicted velocity is derived from different roughness height and equation suggested by this paper and previous research (Rickenmann and Recking, 2011; Schneider et al., 2015; Zimmermann, 2010).

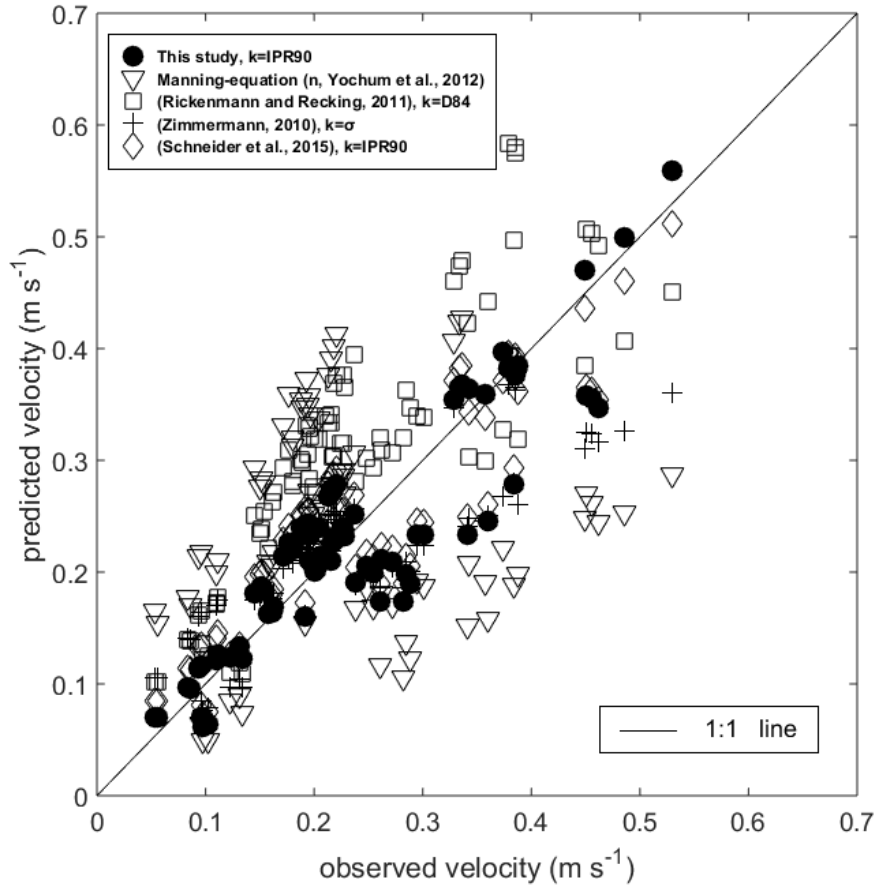


Figure 17. Observed versus predicted velocity, where Manning's roughness coefficient is derived from Yochum et al. (2012) and that equation is $n = 0.25(R/\sigma_z)^{-0.67}$. There are many scattered value compared to discharge based method.

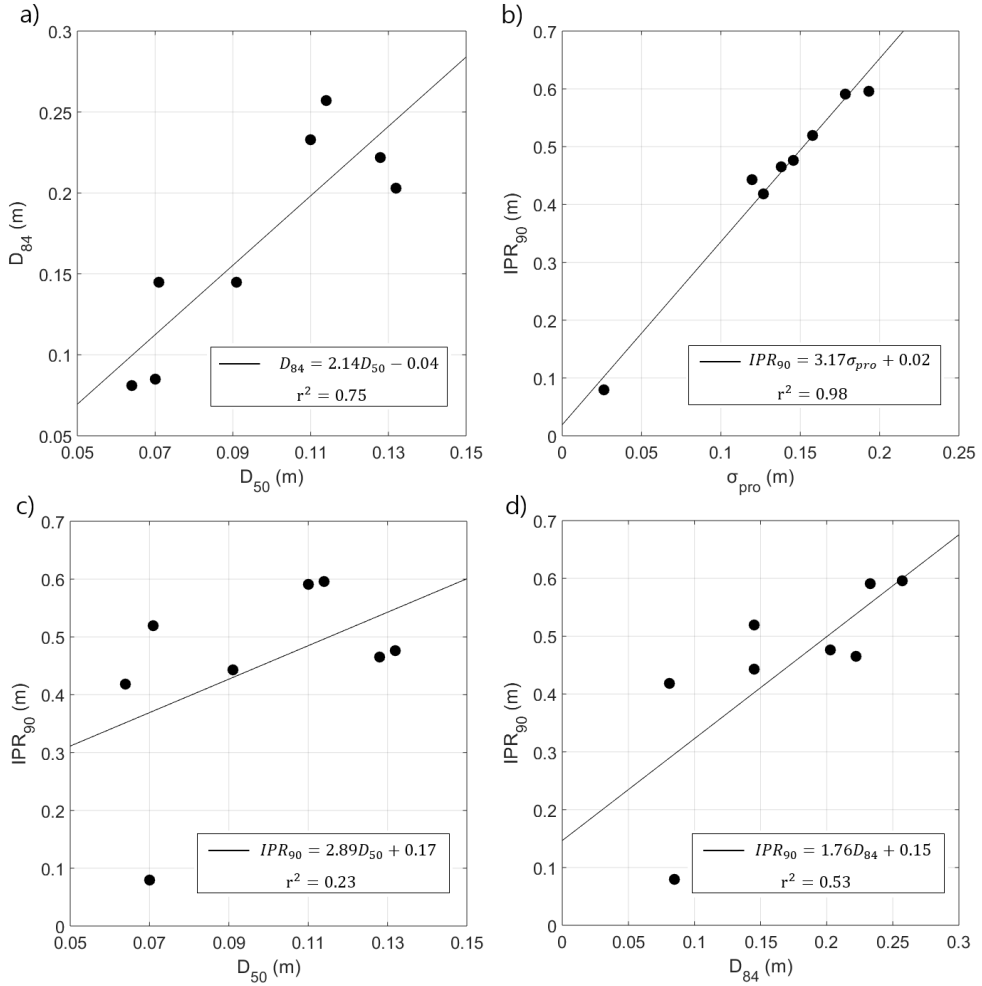


Figure 18. Comparison of 4 roughness heights within 8 reaches. a) compared D_{50} and D_{84} , b) compared σ_{pro} and IPR_{90} , c) compared D_{50} and IPR_{90} and d) compared D_{84} and IPR_{90} . As a result, the factors of the bed material were different from that of the stream longitudinal profile.

제 5장 결 론

산지 하천의 평균유속 모델식을 개발하기 위해 산지하천 8개소를 선정하여 총 87개의 유량 및 유속 자료를 측정하였다. 수심, 유량과 유속의 관계를 보았을 때 수심은 유속을 설명하기 어려웠고, 유량이 증가함에 따라서 유속이 지수적으로 증가함을 볼 수 있었다. 지형의 영향까지 고려하기 위해 서로 다른 4가지 거칠기 높이를 사용하여 유량과 유속을 무차원화 시킨 후 비교해 보았다. 이때 무차원 유량값의 증가에 따라 무차원 유속값이 지수적으로 증가함을 알 수 있었다. 또한, 이는 단일 하천 구간에서의 유량 변화에 따른 유속 변화를 잘 설명할 뿐만이 아니라 하나의 유속 추정 방정식으로 8개소의 하천 구간을 포함하여 설명할 수 있었다. 유량과 유속을 무차원화 시키는 과정에서 사용하는 거칠기 높이로는 특정한 돌의 크기인 D_{50} , D_{84} 보다는 하천의 종단면 특징을 반영한 σ_{pro} 와 IPR_{90} 값이 유속 추정에 더 효과적임을 알 수 있었으며, 최종적으로 식 (21)와 같은 평균유속 추정 방정식이 도출되었다.

추후 우리나라 산지 하천에 더욱 적절한 거칠기 높이의 대표 인자를 발견할 필요성이 있으며, 하상 변위를 LiDAR 또는 드론을 이용하여 3D 형상으로 분석한다면 하도 형상에 따른 흐름 변화의 특성을 더 잘 설명할 수 있을 것이다. 또한, 본 연구는 $S < 26\%$, $0.002 < q < 0.06 \text{ (m}^3 \text{ s}^{-1}\text{)}$ 의 범위에서 자료수집이 이뤄졌지만, 이 외에 더욱 더 다양한 조건에서의 자료를 수집한다면 우리나라 일반적인 산지 하천의 유속 추정이 가능할 것이다.

참고문헌

- Aberle, J. and Smart, G. 2003. The influence of roughness structure on flow resistance on steep slopes. *Journal of Hydraulic Research* 41(3): 259-269.
- Abrahams, A.D., Li, G. and Atkinson, J.F. 1995. Step-pool streams: Adjustment to maximum flow resistance. *Water Resources Research* 31(10): 2593-2602.
- Bathurst, J. 1978. Flow resistance of large-scale roughness. *Journal of Hydrology* 104(12): 1587-1603.
- Bathurst, J. 1993. Flow resistance through the channel network. *Channel Network Hydrology*: 69-98.
- Bathurst, J. 2002. At-a-site variation and minimum flow resistance for mountain rivers. *Journal of Hydrology* 269(1): 11-26.
- Bayazit, M. 1982. Flow structure and sediment transport mechanics in steep channels. *Proc., Euromech 156; Mechanics of sediment transport*, Balkema, Rotterdam, The Netherlands. 197-206.
- Bjerklie, D.M., Dingman, S.L. and Bolster, C.H. 2005. Comparison of constitutive flow resistance equation based on the Manning and Chezy equations applied to natural rivers. *Water Resources Research* 41(11). W11502. doi:10.1029/2004WR003776.
- Comiti, F., Mao, L., Wilcox, A., Wohl, E.E. and Lenzi, M.A. 2007. Field-derived relationships for flow velocity and resistance in high-gradient streams. *Journal of Hydrology* 340(1): 48-62.
- Curran, J.H. and Wohl, E.E. 2003. Large woody debris and flow

- resistance in step-pool channels, cascade range, washington. *Geomorphology* 51(1): 141-157.
- David, G.C., Wohl, E., Yochum S.E. and Bledsoe, B.P. 2010. Controls on spatial variations in flow resistance along steep mountain streams. *Water Resources Research* 46(3). W03513. doi:10.1029/2009WR008134
- Dittrich, A. and Koll, K. 1997. Velocity field and resistance of flow over rough surfaces with large and small relative submergence. *International Journal of Sediment Research* 12(3): 21-33.
- Eu, S., Im, S.J., Kim, D. and Chun, K.W. 2017. Flow and deposition characteristics of sediment mixture in debris flow flume experiments. *Forest Science and Technology* 13(2): 61-65.
- Ferguson, R. 2007. Flow resistance equations for gravel and boulder-bed streams. *Water Resources Research* 43(5). W05427. doi:10.1029/2006WR005422
- Ferguson, R. 2010. Time to abandon the manning equation? *Earth Surface Processes and Landforms* 35(15): 1873-1876.
- Hanger, W.H. 1998. Forum article: Plunge pool scour: Early history and hydraulics. *Journal of Hydraulic Engineering* 124(12): 1185-1187.
- Hey, R.D. 1979. Flow resistance in gravel-bed rivers. *Journal of the Hydraulics Division* 105(4): 365-379.
- Hicks, D.M. and Mason, P.D. 1991. Roughness characteristics of new zealand rivers: A handbook for assigning hydraulic roughness

- coefficients to river reaches by the" visual comparison" approach. Water Resources Survey. Wellington, NZ, pp. 329.
- Keulegan, G.H. 1938. Laws of turbulent flow in open channels. pp. 707-741. US: National Bureau of Standards.
- Kilpatrick, F. and Cobb, E. 1985. Measurement of discharge using tracer: US Geological Survey Techniques of Water-resources Investigations. pp. 52.
- Kim, D.S., Yang, S.K. and Jung, W.Y. 2014. Error analysis for electromagnetic surface velocity and discharge measurement in rapid mountain stream flow. *Journal of Environmental Science International* 23(4): 543-552.
- Kironoto, B., Graf, W.H., Song, T. and Lemmin, U. 1994. Turbulence characteristics in rough uniform open-channel flow. *Proceeding of the Institution of Civil Engineers. Water, Maritime and Energy* 106(4): 333-344.
- Kondolf, G.M. and Li, S. 1992. The pebble count technique for quantifying surface bed material size in instream flow studies. *Rivers* 3(2): 80-87.
- Kartzer, C.R. and Biagtan, R.N. 1997. Determination of travel times in the lower san joaquin river basin, caligornia, from dye-tracer studies during 1994-1995. US Department of the Interior, US Geological Survey.
- Lee, A.J. and Ferguson, R.I. 2002. Velocity and flow resistance in step-pool streams. *Geomorphology* 46(1): 59-71.
- Lenzi, M., Mao, L. and Comiti, F. 2003. Interannual variation of

- suspended sediment load and sediment yield in an alpine catchment. *Hydrological Sciences Journal* 48(6): 899–915.
- Lenzi, M., Mao, L. and Comiti, F. 2004. Magnitude frequency analysis of bed load data in an alpine boulder bed stream. *Water Resources Research* 40(7).
- Leopold, L.B. 1960. Flow resistance in sinuous or irregular channels. US Government Printing Office. pp. 135.
- MacFarlane, W.A. and Wohl, E. 2003. Influence of step composition on step geometry and flow resistance in step-pool streams of the washington cascades. *Water Resources Research* 39(2). 1037. doi:10.1029/2001WR001238.
- Maxwell, A. and Papanicolaou, A. 2001. Step-pool morphology in high-gradient streams. *International Journal of Sediment Research* 16(3): 380–390.
- Merz, J. and Dopplmann, G. 2006. Measuring mountain stream discharge using the salt dilution method—a practical guide. International Centre for Integrated Mountain Development (ICIMOD), Kathmandu. Kathmandu.
- Moore, R. 2004. Introduction to salt dilution gauging for streamflow measurement: Part 1. *Streamline Watershed Management Bulletin* 7(4): 20–23.
- Nitsche, M., Rickenmann, D., Kirchner, J., Turowski, J. and Badoux, A. 2012. Macroroughness and variations in reach averaged flow resistance in steep mountain streams. *Water Resources Research* 48(12). W12518. doi:10.1029/2012WR012091.

- Parker, G. 1991. Selective sorting and abrasion of river gravel. II: Applications. *Journal of Hydraulic engineering* 117(2): 150–171.
- Recking, A., Frey, P., Paquier, A., Belleudy, P. and Champagne, J.Y. 2008. Feedback between bed load transport and flow resistance in gravel and cobble bed rivers. *Water Resources Research* 44(5). W05412. doi:10.1029/2007WR006219.
- Rickenmann, D. and Recking, A. 2011. Evaluation of flow resistance in gravel bed rivers through a large field data set. *Water Resources Research* 47(7). W07538. doi:10.1029/2010WR009793.
- Rickenmann, D. 1990. Bedload transport capacity of slurry flows at steep slopes. Swiss Federal Institute of Technology in Zurich.
- Rossman, L.A. 1990. Design stream flows based on harmonic means. *Journal of Hydraulic Engineering* 116(7): 946–950.
- Rouse, H. 1965. Critical analysis of open-channel resistance. *Journal of the Hydraulics Division* 91(4): 1–23.
- Sappa, G. Ferranti, F. and Pecchia, G.M. 2015. Validation of salt dilution method for discharge measurements in the upper valley of aniene river (Central Italy). *Recent Advances in Environment, Ecosystems and Development EED*(15): 42–48.
- Schneider, J.M., Rickenmann, D., Turowski, J.M. and Kirchner, J.W. 2015. Self adjustment of stream bed roughness and flow velocity in a steep mountain channel. *Water Resources Research* 51(10): 7838–7859.
- Smart, G.M., Duncan, M.J. and Walsh, J.M. 2002. Relatively rough flow resistance equations. *Journal of Hydraulic Engineering*

128(6): 568–578.

- Waldon, M.G. 2004. Estimation of average stream velocity. *Journal of Hydraulic Engineering* 130(11): 1119–1122.
- Wilcox, A.C. and Wohl, E.E. 2006. Flow resistance dynamics in step–pool stream channels: 1. Large woody debris and controls on total resistance. *Water Resources Research* 42(5). W05418. doi:10.1029/2005WR004277.
- Wolman, M.G. 1954. A method of sampling coarse river–bed material. *Transactions American Geophysical Union* 35(6): 951–956.
- Wong, M. and Parker, G. 2006. Reanalysis and correction of bed–load relation of meyer–peter and muller using their own database. *Journal of Hydraulic Engineering* 132(11): 1159–1168.
- Yang, H.J., Im, S.J., Lee, Q., Eu, S., Lee, E.J. 2016. Flow measurement of mountain streams using the salt–dilution method. *Journal of Korea Forest Engineering* 14(1): 1–6.
- Yochum, S.E. 2010. Flow resistance prediction in high–gradient streams. Colorado State University.
- Yochum, S.E., Bledsoe, B.P., David, G.C. and Wohl, E. 2012. Velocity prediction in high–gradient channels. *Journal of hydrology* 424: 84–98.
- Zimmermann, A. 2010. Flow resistance in steep streams: An experimental study. *Water Resources Research* 46(9). W09536. doi:10.1029/2009WR007913.

Abstract

Formula for Calculating Mean Velocity in Mountain Streams Using the Salt-dilution Method

Hyunje Yang

Major in Forest Environmental Science

Department of Forest Science

Seoul National University

Mean velocity prediction in steep mountain stream is important for understanding fluvial processes and practical applications of erosion control in mountain stream. However there has not been much research and no study in Korea and it is hard to predict mean velocity. A lot of studies have been carried out to analyze the relationship between the mean depth and velocity or to analyze the relationship between the discharge and mean velocity in different streambed in order to estimate the mean velocity in the upstream region using a relatively large amount of discharge data from water gauging systems. To analyse the relationship between the two, a total of 87 discharges and mean velocities were measured in 8 different reach. We use salt-dilution method for measuring these and

mean velocity was calculated by using harmonic mean travel time. When the relationship between depth, discharge and mean velocity is examined, it was hard to explain mean velocity from depth and mean velocity increased exponentially with increasing discharge. Relationship between discharge and velocity was analyzed by linear regression of which variables were non-dimensionalized. When σ_{pro} and IPR_{90} were used as the roughness height, the relationship between non-dimensional discharge and velocity was collapsed well and ultimately explained 78% of the total measured stream velocity. We expected that velocity prediction of general steep mountain stream in Korea will be possible if the investigation is carried out under various conditions.

Keywords : Mountain streams, Velocity prediction, Mean velocity, Discharge, Salt-dilution method, Dimensionless analysis
Student Number : 2016-21459